

SKRIPSI

IDENTIFIKASI DOLINA KARST MELALUI ANALISIS DEM DAERAH AYAH DAN SEKITARNYA, KABUPATEN KEBUMEN, PROVINSI JAWA TENGAH



Diajukan Untuk Memenuhi Salah Satu Syarat Memperoleh Gelar Sarjana Teknik (ST)
Pada Program Studi Teknik Geologi
Universitas Sriwijaya

Oleh:
Mawaddah Suri
NIM. 03071181621070

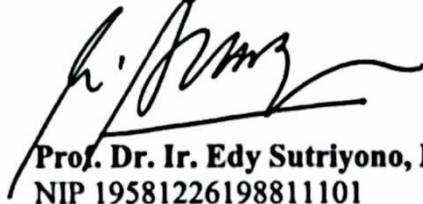
**PROGRAM STUDI TEKNIK GEOLOGI
FAKULTAS TEKNIK, UNIVERSITAS SRIWIJAYA
2021**

HALAMAN PENGESAHAN

1. Judul Penelitian : Identifikasi Dolina Karst Melalui Analisis DEM,
Daerah Ayah dan Sekitarnya, Kabupaten Kebumen,
Jawa Tengah
2. Biodata Peneliti
- a. Nama lengkap : Mawaddah Suri
 - b. Jenis kelamin : Perempuan
 - c. NIM : 03071181621070
 - d. Alamat rumah : Jl. Ratna Lr. Atoom RT. 32 RW. 10 No. 81 Palembang
 - e. Telepon/hp/faks/e-mail : 085783396391/mawaddahsuri286@gmail.com
3. Nama Penguji : Budhi Setiawan S.T., M.T., Ph.D. (Budi)
Mochammad Malik Ibrahim, S.Si., M.Eng. (Mochammad)
4. Jangka Waktu Penelitian : 14 bulan
- a. Persetujuan lapangan : 30 Juni 2019
 - b. Sidang seminar : 29 November 2021
5. Pendanaan
- a. Sumber dana : Mandiri
 - b. Besar dana : Rp 7.000.000,-

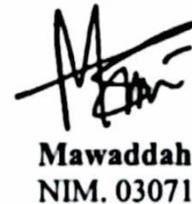
Palembang, 29 November 2021

Menyetujui,
Pembimbing



Prof. Dr. Ir. Edy Sutriyono, M.Sc.
NIP 19581226198811101

Peneliti



Mawaddah Suri
NIM. 03071181621070

Menyetujui,

Koordinator Program Studi Teknik Geologi



Elisabet Dwi Mayasari, S.T., M.T.
NIP.198705252014042001

UCAPAN TERIMA KASIH

Puji dan syukur kehadiran Allah SWT, karena atas rahmat dan karunia-Nya, sehingga penulis dapat menyelesaikan laporan pemetaan geologi ini. Selain itu, terima kasih kepada Alm. Bapak Dr. Budhi Kuswan Susilo selaku dosen pembimbing sekaligus pembimbing akademik yang telah memotivasi, memberikan ilmu serta bimbingannya kepada penulis. Dalam penulisan laporan pemetaan geologi ini, penulis juga mengucapkan terima kasih atas segala bantuan, bimbingan, dan dukungannya kepada:

1. Dosen Pembimbing saat ini Prof. Ir. Edy Sutriyono, M.Sc., Ph.D. serta segenap dosen dan staff Program Studi Teknik Geologi, Universitas Sriwijaya.
2. Pak Prayitno dan Pak Arif, Daerah Gombang, Kebumen yang telah menyediakan penginapan, akomodasi.
3. *Banyumas, Kebumen, & Wonosobo Research Team* selaku teman seperjuangan satu pembimbing yang telah melewati suka duka bersama dalam melewati pengumpulan data sampai penyusunan Laporan Pemetaan Geologi.
4. Keluarga besar Himpunan Mahasiswa Teknik Geologi (HMTG) “Sriwijaya” serta rekan-rekan Geologi Sriwijaya angkatan 2016 yang telah berjuang bersama dalam suka dan duka.
5. Ayi, Pipit, Dian, Aurel, Suci, Puput, Sherly, Reni, Firdah, Yoga, Khairil, Anju dan Dandi yang menemani saya berdiskusi, dan menyelesaikan masalah dalam penyusunan laporan ini.
6. Fasha Nurkala Kalidasa yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan dorongan untuk selalu bersabar serta pantang menyerah dalam menyelesaikan laporan ini.
7. Orangtua dan keluarga tercinta yang senantiasa mengirimkan doa, semangat, cinta serta dukungannya, sehingga laporan ini dapat terselesaikan dengan baik.

Semoga laporan ini dapat bermanfaat bagi penulis maupun pembacanya nanti. Penulis menyadari laporan ini masih memiliki banyak kekurangan, untuk itu penulis mengharapkan kritik dan saran yang membangun. Penulis ucapkan terima kasih.

Palembang, 29 November 2021
Penulis,



Mawaddah Suri

PERNYATAAN ORISINALITAS SKRIPSI

Saya menyatakan dengan sebenar-benarnya bahwa sepanjang pengetahuan saya di dalam naskah skripsi ini tidak terdapat karya ilmiah yang pernah diajukan oleh pihak lain untuk mendapatkan karya atau pendapat yang pernah ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis dikutip dalam naskah ini dan disebut dalam sumber kutipan dan daftar pustaka.

Apabila ternyata di dalam naskah skripsi ini dapat dibuktikan terdapat unsur-unsur jiplakan, saya bersedia skripsi ini digugurkan dan gelar akademik yang telah saya peroleh (S1) dibatalkan, serta di proses sesuai dengan peraturan yang berlaku (UU No. 20 Tahun 2003 Pasal 25 ayat 2 dan Pasal 70).

Palembang, 29 November 2021



Mawaddah Suri
NIM 03071181621070

ABSTRAK

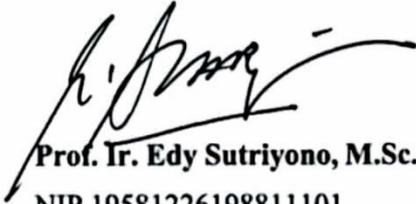
Lokasi penelitian terletak di daerah Ayah dan Sekitarnya, Kabupaten Kebumen, Provinsi Jawa Tengah. Metode yang digunakan dalam penelitian ini mencakup tiga metode yakni observatif, analitik, dan interpretatif. Observatif terdiri atas kajian pustaka, observasi citra DEMNas. Analitik terdiri atas analisis ekstraksi *lineament* dan analisis geometri dan bentuk dolina. Sedangkan interpretatif terdiri atas pembuatan peta, pembuatan model interpretatif dolina, serta penyusunan laporan akhir. Penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi kondisi morfologi, karakteristik bentang lahan karst, menentukan tipe, dan jenis morfologi karst, serta menganalisis pengaruh kekar terhadap pembentukan dolina karst yang berkembang di daerah penelitian, sehingga dapat dilakukan rekonstruksi model perkembangan dolina. Berdasarkan hasil analisis morfometri mencakup geometri ialah keliling permukaan, luas, panjang, dan bentuk dolina yang terbagi menjadi dua yakni simetri dan asimetri. Hasil analisis pola *shear* daerah penelitian memiliki arah relatif BaratLaut-Tenggara dan Timur Laut-Barat Daya. Secara statistik dapat dikomparasikan antara nilai elevasi dengan jumlah *shear*. Hasil komparasi tersebut mengidentifikasi adanya keterbentukan pola yang cenderung meningkat antara elevasi dengan jumlah pola *shear*. Titik perpotongan dari pola *shear* daerah penelitian merupakan zona lemah yang menjadi titik awal berkembangnya proses pelarutan.

Kata Kunci : Morfologi, Karst, Dolina, *Shear*, DEMNas

Palembang, 29 November 2021

Menyetujui,

Pembimbing



Prof. Ir. Edy Sutriyono, M.Sc., Ph.D.
NIP 19581226198811101

Peneliti



Mawaddah Suri
NIM. 03071181621070

Menyetujui,

Koordinator Program Studi Teknik Geologi



Elisabet Dwi Mayasari, S.T., M.T.
NIP.198705252014042001

ABSTRACT

The research location is in the Ayah and Surrounding area, Kebumen Regency, Central Java Province. The method used in this study includes three methods, namely observative, analytic, and interpretive. Observation consists of literature study, image observation DEMNas. The analysis consists of lineament extraction analysis and doline geometry and shapes analysis. While interpretive consists of making maps, making interpretive models of dolina, and compiling a final report. This study aims to identify the morphological conditions, characteristics of the karst landscape, determine the type and morphology of the karst, and analyze the effect of joints on the formation of dolina karst that develops in the study area so that the reconstruction of the dolina development model can be carried out. Based on the results of the morphometric analysis, the geometry includes the circumference of the surface, area, length, and shape of the dolina which is divided into two, namely symmetry and asymmetry. The results of the analysis of shear patterns in the research area have a relative direction of Northwest-Southeast and Northeast-Southwest. Statistically, it can be compared between the elevation value and the number of shears. The comparison results identify the formation of patterns that tend to increase between elevation and the number of shear patterns. The intersection point of the shear pattern in the study area is a weak zone which is the starting point for the development of the dissolution process.

Keywords: Morphology, Karst, Dolina, Shear, DEMNas

Palembang, 29 November 2021

Menyetujui,

Pembimbing



Prof. Ir. Edy Sutriyono, M.Sc., Ph.D.

NIP 19581226198811101

Peneliti



Mawaddah Suri

NIM. 03071181621070

Menyetujui,

Koordinator Program Studi Teknik Geologi




Elisabet Dwi Mayasari, S.T., M.T.
NIP 198705252014042001

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN PENGESAHAN	ii
UCAPAN TERIMAKASIH	iii
HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS	iv
ABSTRAK.....	v
<i>ABSTRACT</i>	vi
DAFTAR ISI.....	vii
DAFTAR TABEL.....	ix
DAFTAR GAMBAR.....	x
DAFTAR LAMPIRAN.....	xiii
BAB I PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Maksud dan Tujuan.	2
1.3 Rumusan Masalah.....	2
1.4 Batasan Masalah	2
1.5 Lokasi dan Kesampaian Daerah	2
BAB II IDENTIFIKASI DOLINA KARST MELALUI ANALISIS DEM	
2.1 Konsep Pembentukan Karst.....	4
2.2 Morfografi Karst	6
2.2.1 <i>Conical Hills</i>	7
2.2.2 Dolina	8
2.2.3 Uvala	8
2.2.4 Polje	9
2.2.5 Ornamen Dalam Goa	9
2.3 Klasifikasi Karst	10
2.4 Penginderaan Jauh.....	14
2.4.1 Jenis Citra	15
2.4.2 Digital Elevation Model (DEM)	16
2.5 Kelurusan <i>Lineament</i>	17
2.5.1 Densitas <i>Lineament</i>	18
2.5.2 Panjang <i>Lineament</i>	18
2.5.3 Orientasi <i>Lineament</i>	18
2.6 <i>Hillshade</i>	18
2.7 Algoritma <i>LINE</i>	18
2.8 Konsep Pembentukan <i>Shear</i>	18

2.9 Morfometri Poligonal Karst Melalui Citra DEM	19
BAB II METODE PENELITIAN	
3.1 Studi Pendahuluan	21
3.2 Observasi Citra DEM Nas	22
3.3 Analisis dan Ekstraksi <i>Lineament</i>	22
3.4 Analisis Geometri dan Bentuk Dolina Karst	24
3.5 Kerja Studio	25
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	
4.1 Geologi Lokal	26
4.1.1 Geomorfologi	26
4.1.2 Stratigrafi	34
4.1.3 Struktur Geologi	42
4.2 Identifikasi Dolina Karst Melalui Analisis DEM	44
4.2.1 Analisis Morfometri.....	45
4.2.1.1 Keliling Permukaan Dolina	46
4.2.1.2 Luas Permukaan Dolina	48
4.2.1.3 Panjang Dolina	52
4.2.1.4 Bentuk Dolina	56
4.2.2 Analisis Pola <i>Shear</i>	57
4.2.2.1 Perbandingan Elevasi dengan Pola <i>Shear</i> dan Implikasi dengan Pembentukan Dolina	58
4.2.3 Proses Pembentukan Poligonal Karst	59
BAB V KESIMPULAN	61
DAFTAR PUSTAKA	xiv

DAFTAR TABEL

Tabel 1.1 Koordinat Lokasi Daerah Penelitian.....	3
Tabel 2.1 Komponen Penyusun Pengindraan Jarak Jauh (Sutanto, 1992)	15
Tabel 2.2 Perbedaan Citra Optik dan Radar (Setiawan, 2021)	16
Tabel 2.3 Nilai Default pada Masing-Masing Parameter PCI Geomatica	18
Tabel 4.1 Klasifikasi Keliling Dolina Pada Daerah Penelitian.....	48
Tabel 4.2 Klasifikasi Luas Dolina Pada Daerah Penelitian	52
Tabel 4.3 Klasifikasi Panjang Dolina Pada Daerah Penelitian	56
Tabel 4.4 Klasifikasi Bentuk Dolina Daerah Penelitian	56
Tabel 4.5 Perbandingan Elevasi Dengan Jumlah <i>Shear</i>	59

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1 Lokasi penelitian tugas akhir di daerah Ayah, Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah. (Sumber : Peta administratif Kabupaten Kebumen menggunakan ArcGIS)	3
Gambar 2.1 Bagan Rangkaian Pelarutan pada Batugamping (Trudgil, 1985)	4
Gambar 2.2 Faktor-faktor karstifikasi pengaruhnya terhadap proses pelarutan (Trudgil, 1985).....	6
Gambar 2.3 Bentanglahan cone karst pada batugamping ditutupi soil, Karangbolong, Jawa Tengah, Indonesia (Suri, 2021)	7
Gambar 2.4 Tipe pembentukan dolina (surface solution) (Ford dan Williams 1989, dalam Hugget 2017)	8
Gambar 2.5 Kenampakan bentang lahan dolina (Huggett, 2017).....	8
Gambar 2.6 Ornamen Goa Karst Daerah Jatijajar	10
Gambar 2.7 Kenampakan Kegelkarst Gunungsewu (Haryono & Tjahyo, 2004)	12
Gambar 2.8 Tower Karst, Yangshuo, Guilin, Guangxi, China (Hugget, 2007)	13
Gambar 2.9 Kenampakan Karts Tower (Haryono & Tjahyo, 2004)	13
Gambar 2.10 Kenampakan Karst Labyrinth (Haryono & Tjahyo, 2004)	14
Gambar 2.11 Kenampakan Karst Polygonal (Haryono & Tjahyo, 2004)	14
Gambar 2.12 Sistem Pengindraan jauh dalam penyadapan sistem informasi	15
Gambar 2.13 Proses Pembentukan DEMNAS	16
Gambar 2.14 Sel Raster dan Lingkaran Untuk Menghitung Lineament	17
Gambar 2.15 Jenis-Jenis Fracture (Fossen, 2010)	19
Gambar 2.16 Modifikasi Geometri & Tipe Fracture (Peacock dan Sanderson, 2018) ..	19
Gambar 2.17 Hasil Plotting Data Pola Kelurusan Topografi Polygonal Karst	20
Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian Tugas Akhir	21
Gambar 3.2 Bagan Module LINE Algorithm	22
Gambar 3.3 DEMNas Daerah Penelitian (Tanpa Skala)	24
Gambar 3.4 Kenampakan lateral dan vertikal (A) doline simetri, (B) doline asimetri yang terkontrol oleh aliran permukaan, dan (C) doline asimetri yang terkontrol oleh perlapisan batuan (Bogli, 1980 dalam Haryono, 2004). ..	25
Gambar 4.1 Diagram Blok Pada Daerah Penelitian Proyeksi Arah Barat Daya Memperlihatkan Morfologi Dataran Rendah, Perbukitan, dan Perbukitan Karst	27
Gambar 4.2 Kenampakan Morfologi Dataran Rendah Pada Daerah Kaliputri Dengan	

Nilai Azimut Foto N 247° E	28
Gambar 4.3 Morfologi Perbukitan Rendah Dan Dataran Rendah Pada Daerah Panggangayam Dengan Nilai Azimut Foto N 133° E	28
Gambar 4.4 Morfologi Perbukitan dan Perbukitan Conical Karst pada daerah Watukelir dengan nilai foto azimut N 340° E	29
Gambar 4.5 Kenampakan Morfografi Dataran Rendah Pada Daerah Penelitian Dengan Nilai Azimut Foto N 247° E	31
Gambar 4.6 Kenampakan Morfografi Perbukitan Rendah dan Dataran Rendah Pada Daerah Penelitian Dengan Nilai Azimut Foto N 133° E	31
Gambar 4.7 Kenampakan Morfografi Bukit Terisolir pada Daerah Penelitian dengan nilai azimut foto N 108° E.	32
Gambar 4.8 Kenampakan morfografi Perbukitan Conical Karst dan Dataran Rendah pada daerah penelitian dengan nilai azimut foto N 045° E.	32
Gambar 4.9 Peta Geomorfologi Pada Daerah Penelitian (Suri, 2020).....	33
Gambar 4.10 (A),(B),(C) Singkapan Litologi Breksi Formasi Gabon.	34
Gambar 4.11 (A),(B),(C) Singkapan Tuff Formasi Gabon Pada Kondisi Lapuk.....	35
Gambar 4.12 (A) Singkapan Basalt dengan nilai azimut foto N 240° E.	35
Gambar 4.13 (A), (B) Singkapan intrusi Andesit dengan kondisi lapuk.....	36
Gambar 4.14 (A) Singkapan Batugamping Rudstone, (B) Singkapan Perselingan Batugamping Rudstone dengan Kalkarenit, (C) Singkapan Batugamping Floatstone, (D) Singkapan Batugamping Packstone	36
Gambar 4.15 (A) Singkapan Batugamping Mudstone (B) Singkapan Batugamping Wackestone (C), (D) Batugamping Kristalin.	37
Gambar 4.16 (A) Singkapan perselingan batupasir kasar & batupasir medium (B) Singkapan perselingan antara Batuserpih dan dominan Batupasir sangat halus	38
Gambar 4.17 (A) Singkapan Batuserpih masif dengan kondisi lapuk, (B) Singkapan perselingan antara Batuserpih dengan Batupasir dengan kondisi lapuk.	39
Gambar 4.18 (A) Singkapan Napal masif dengan kondisi lapuk, (B) Singkapan Napal dan Batuserpih dengan kondisi lapuk.	39
Gambar 4.19 (A) Singkapan Batulanau dan Batupasir sangat halus.....	40
Gambar 4.20 (A),(B) Endapan Kuartir Aluvial daerah penelitian.	40
Gambar 4.21 Kolom stratigrafi daerah Ayah dan sekitarnya.....	41
Gambar 4.22 (A) Indikasi sesar berupa <i>slicken side</i> , (B) Singkapan pada LP 34 dengan nilai azimut foto N 348° E Daerah Kemit sebagai penciri sesar mendatar kanan (Dextral).....	42
Gambar 4.23 Hasil analisis stereografi Sesar Kemit.....	43
Gambar 4.24 Peta Geologi Daerah Penelitian (Suri,2021).	44
Gambar 4.25 <i>Image Relief</i> Menggunakan Empat Sudut <i>Sun Azimuth</i>	45

Gambar 4.26 Visualisasi Perhitungan Geometri Keliling Dolina.....	46
Gambar 4.27 Hasil Digitasi Pada Pola Kontur Di Daerah Penelitian.....	47
Gambar 4.28 Tabulasi Data Hasil Digitasi <i>Polygon</i> Dolina Daerah Penelitian	47
Gambar 4.29 Tampilan Tabel Untuk Hasil Analisis keliling <i>Polygon</i> Dolina	48
Gambar 4.30 <i>Calculate Geometry</i> Menggunakan Aspek <i>Perimeter Polygon</i>	48
Gambar 4.31 Hasil Analisis Keliling Dolina	48
Gambar 4.32 Visualisasi Perhitungan Geometri Luas Dolina	50
Gambar 4.33 Hasil Digitasi Pada Pola Kontur Di Daerah Penelitian.....	50
Gambar 4.34 Tabulasi Data Hasil Digitasi <i>Polygon</i> Dolina Daerah Penelitian	51
Gambar 4.35 Tampilan Tabel Untuk Hasil Analisis Luas <i>Polygon</i> Dolina.....	51
Gambar 4.36 <i>Calculate Geometry</i> Menggunakan Aspek <i>Area Polygon</i>	51
Gambar 4.37 Hasil Analisis Luas Dolina	52
Gambar 4.38 Visualisasi Perhitungan Geometri Panjang Dolina.....	54
Gambar 4.39 Hasil Digitasi Pada Pola Kontur Di Daerah Penelitian.....	54
Gambar 4.40 Tabulasi Data Hasil Digitasi <i>Polyline</i> Dolina Daerah Penelitian	55
Gambar 4.41 Tampilan Tabel Untuk Hasil Analisis Panjang <i>Polyline</i> Dolina.....	55
Gambar 4.42 <i>Calculate Geometry</i> Menggunakan Aspek <i>Length</i> Dolina	56
Gambar 4.43 Hasil Analisis Panjang Dolina	56
Gambar 4.44 Model Interpretasi Bentuk Dolina Pada Daerah Penelitian	58
Gambar 4.45 Peta Pola Kelurusan Daerah Penelitian.....	59
Gambar 4.46 Model Perkembangan dan Penampang Poligonal Karst Daerah Penelitian, (A) Pola Perkembangan Shear, (B) Interpretasi Titik Awal Perkembangan Dolina, (C) Interpretasi Arah Aliran Pelarutan, dan (D) Penampakan Topografi Dolina Kondisi Saat Ini (Badan Informasi Geospasial,2018)...	61

DAFTAR LAMPIRAN

- Lampiran A. Tabulasi Geometri Dolina
- Lampiran B. Peta Topografi
- Lampiran C. Peta Persebaran Dolina
- Lampiran D. Deskripsi Geometri Dolina

BAB I

PENDAHULUAN

Pada bab pendahuluan ini diperkenalkan perspektif dasar serta argumentasi awal dari dilaksanakannya penelitian ini. Pendahuluan tersusun atas konteks awal atau landasan dasar, argumentasi dan target, *problem*, *problem boundaries*, serta tempat dan aksesibilitas wilayah penelitian. Target, *problem*, *problem boundaries*, serta tempat dan aksesibilitas wilayah penelitian akan menjelaskan mengenai pandangan awal penelitian. Latar belakang penelitian mengidentifikasi mengenai karakteristik bentuk lahan dolina karst dan proses pembentukannya. Maksud dan tujuan penelitian mencakup argumentasi dan kesimpulan akhir. *Problem* berisikan tentang hal yang menjadi bahan diskusi dalam penelitian, dimana hal ini berasal dari analisis dan diselesaikan dengan metode dan analisis. *Problem boundaries* merupakan limitasi bahan diskusi yang menjadi topik pembahasan. Tempat dan aksesibilitas wilayah penelitian berisikan tentang mobilisasi menuju wilayah penelitian.

1.1 Latar Belakang

Menurut Ford dan Williams (1989) karst merupakan medan dengan kondisi hidrologi khas yang terbentuk akibat dari pelarutan batuan dan mempunyai porositas sekunder yang berkembang dengan cukup baik. Menurut Bahagiarti (2004) area karst yang tersusun atas batugamping berumur Tersier diinterpretasikan memiliki luas area sebesar 119.877 km² atau berkisar 6,2% dari luas daratan di Indonesia, sedangkan area karst yang tersusun atas batugamping berumur Kuarter diinterpretasikan memiliki luas area sebesar 15.811 km² atau berkisar 0,8% dari total luas daratan di Indonesia, lalu area karst dengan litologi batugamping berumur Mesozoikum memiliki luas area sebesar 18.344 km² atau berkisar 0,95% dari total luas daratan di Indonesia. Daerah karst Gombang Selatan dapat dikategorikan sebagai bentang alam karst dengan tipe kokpit. Hal tersebut diinterpretasikan berdasarkan kenampakan bukit karst yang memiliki bentuk mengerucut, serta ditemukannya lembah cekungan diantara kumpulan bukit tersebut yang disebut sebagai dolina. Menurut Bahagiarti (2004) karst bertipe kokpit hanya berada pada wilayah Gombang selatan.

Karst Karangbolong terletak di zona selatan pulau Jawa tepat berada di lokasi singkapan batuan karbonat paling luas di Pulau Jawa. Daerah ini dibedakan oleh blok besar yang terangkat membentuk morfologi dataran tinggi (Bemmelen 1970; Pannekoek 1949). Secara geologi karst Karangbolong tergolong unik dibandingkan dengan kawasan karst lainnya di Jawa, hal tersebut dikarenakan lapisan batugamping karst di Karangbolong relatif tipis dan menutupi area yang relatif kecil. Menurut Brahmantyo (2005) Ketebalan lapisan batugamping antara 300–350 m.

Daerah Ayah dan sekitarnya, Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah mempunyai tipe litologi yang diinterpretasikan hadir pada kala *Early Miocene-Holocene* yang tersedimentasi di Sub cekungan Banyumas dan tergolong pada Formasi Gabon, Formasi

Kalipucang, Formasi Halang, serta Endapan Aluvial. Formasi Kalipucang dengan karakteristik pertumbuhan batugamping terumbu (Husein *et al.*, 2013). Hasil identifikasi pada Formasi Kalipucang dengan karakteristik batugamping terumbu di daerah Ayah terdapat beberapa batugamping terumbu dan batugamping kristalin menunjukkan sumber Formasi ini berasal dari laut dangkal.

1.2 Maksud dan Tujuan

Penelitian ini bermaksud untuk mengidentifikasi kondisi morfologi dan karakteristik, serta proses pembentukan karst khususnya pada dolina karst daerah penelitian. Penelitian ini memiliki lima tujuan besar meliputi :

1. Mengidentifikasi kondisi morfologi karst pada daerah penelitian.
2. Mengidentifikasi karakteristik bentang lahan karst di daerah penelitian.
3. Penentuan tipe dan jenis morfologi karst yang berkembang di daerah penelitian.
4. Analisis pengaruh kekar terhadap pembentukan dolina karst dari hasil analisis data DEM.
5. Rekonstruksi model perkembangan dolina karst daerah penelitian.

1.3 Rumusan Masalah

Rumusan masalah dirumuskan berdasarkan konteks awal atau landasan dasar. Sehingga dapat terwujud kumpulan *problem* yang dibahas sebagai topik permasalahan di penelitian ini. Kumpulan *problem* yang dirumuskan terdiri atas :

1. Apa kenampakan morfologi karst pada wilayah penelitian?
2. Bagaimana karakteristik bentang lahan karst?
3. Bagaimana bentuk dan geometri dolina karst di daerah penelitian?
4. Bagaimana proses pembentukan dolina karst dari hasil analisis data DEM?

1.4 Batasan Masalah

Problem boundaries skripsi ini merujuk kepada topik permasalahan yang dibahas sehingga menjadi bahan diskusi yang memiliki *problem boundaries*. Merujuk kepada hasil *previous geological exploration* dengan cakupan *area* seluas 9 x 9 km di daerah Gombang dan sekitarnya, yang didalamnya telah luasan wilayah skripsi seluas 3,5 x 3,3 km di daerah Ayah dan sekitarnya. Luasan wilayah tersebut terletak dibagian selatan dari *geological mapping area* yang sebelumnya telah dipetakan (Suri, 2021). Batasan litologi penelitian ini mencakup Formasi Kalipucang yang tersusun atas batugamping.

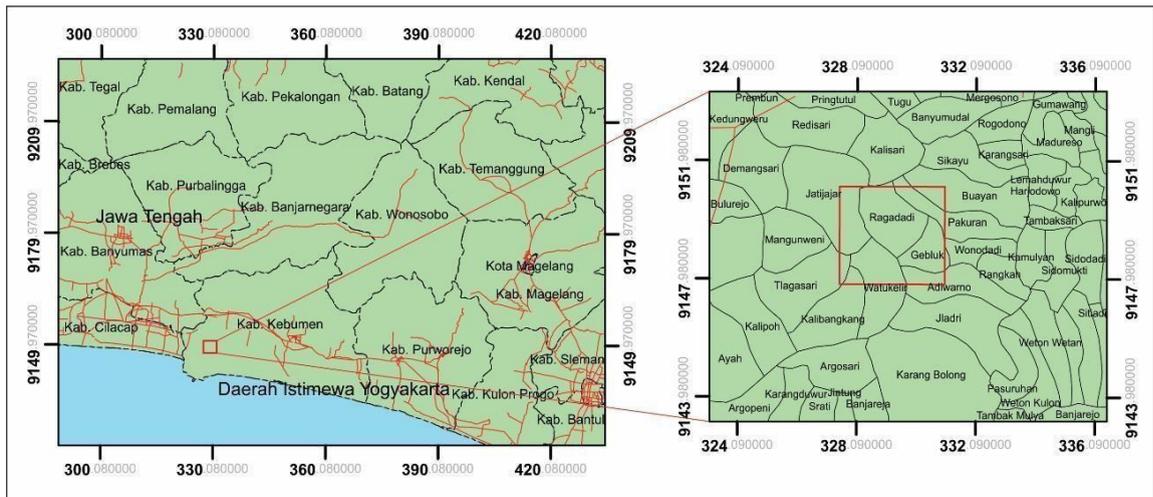
1.5 Lokasi dan Kesampaian Daerah

Berdasarkan tata kelola wilayah, lokasi skripsi termasuk kedalam bagian dari Kabupaten Kebumen, Provinsi Jawa Tengah, khususnya pada Kecamatan Ayah dan sekitarnya (Gambar 1.1). Luasan wilayah skripsi yakni 3,5 x 3,3 Km, dengan jarak tempuh ±300 Km dari Kota Bandung ke arah Timur, melalui jalan darat pada Jalur Lintas Selatan Jawa melalui Jalur Nagreg, Malangbong, Limbangan, Tasikmalaya, Ciamis, Banjar, Majenang, Wangon, dan Gombang dengan estimasi waktu tempuh ±10 jam dari Kota Bandung. Pada lokasi penelitian adanya beberapa jalan desa yang cukup baik untuk mengakomodasi perjalanan menuju lokasi pengamatan menggunakan kendaraan roda dua (Tabel 1).

Tabel 1.1. Koordinat Lokasi Daerah Penelitian

ZONA UTM	KOORDINAT UTM	KOORDINAT GEOGRAFIS
49 S	332909 mT, 9148792 mU	7 41 52.8 LS, 109 29 06.0 BT
49 S	330041 mT, 9148782 mU	7 41 52.8 LS, 109 27 32.4 BT
49 S	332900 mT, 9151225 mU	7 40 33.6 LS, 109 29 06.0 BT
49 S	330032 mT, 9151215 mU	7 40 33.6 LS, 109 27 32.4 BT

Berdasarkan geografis lokasi skripsi terletak di pulau Jawa, khususnya di Provinsi Jawa Tengah, dan berada di kabupaten Kebumen. Daerah penelitian mencakup 25 Desa diantaranya Desa Demangsari, Pringtutul, Redisari, Rowokele, Tugu, Ngoraji, Banyumudal, Rogodono, Kalisari, Sikayu, Buayan, Pakuran, Jatijajar, Wangunweni, Candirenggo, Tlogosari, Kalibangkang, Watukelir, Rogodadi, Geblug, Rangkah, Adiwarno, Wonodadi, Argosari, dan Kalipoh (Gambar 1.1).



Gambar 1.1 Lokasi penelitian tugas akhir di daerah Ayah, Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah. (Sumber : Peta administratif Kabupaten Kebumen menggunakan ArcGIS)

BAB II

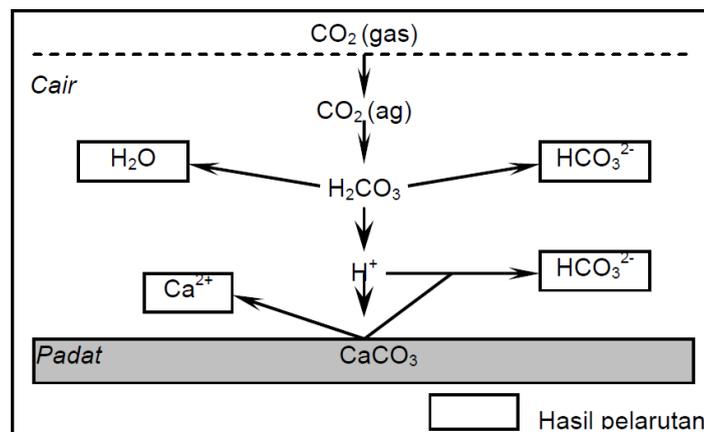
BENTANG ALAM KARST

Bab ini menjabarkan perihal kajian dari *previous study* mencakup dasar teori dan *literature study* yang telah diselaraskan dengan topik pembahasan pada penelitian ini. penelitian tugas akhir ini tentang identifikasi dolina karst melalui analisis DEM. Konsep dasar pada penelitian ini mencakup kumpulan teori dasar pembentukan karst, morfografi bentang alam karst, pengindraan jarak jauh, pengertian *lineament*, parameter ekstraksi *lineament*, pembentukan *shear*, dan . Kajian pustaka digunakan sebagai panduan dalam menganalisis pembentukan dolina pada karst melalui analisis DEM yang berkembang pada daerah penelitian.

2.1 Konsep Pembentukan Karst

Karst merupakan istilah dalam bahasa Jerman yang diturunkan dari bahasa Slovenia (*kras*) yang berarti lahan gersang berbatu. Istilah ini di negara asalnya sebenarnya tidak berkaitan dengan batugamping dan proses pelarutan, namun saat ini istilah *kras* telah diadopsi untuk istilah bentuk lahan hasil proses pelarutan. Ford dan Williams (1989) mendefinisikan karst sebagai medan dengan kondisi hidrologi yang khas sebagai akibat dari batuan yang mudah larut dan mempunyai porositas sekunder yang berkembang baik. Beberapa karakteristik dari bentuk lahan karst yakni adanya *enclosed basin/dried valley* yang secara geometri bervariasi, dan jarang dijumpai *drainage*, serta terdapatnya goa dari yang terbentuk dari *underground drainage system*.

Proses pelarutan batugamping diawali oleh larutnya CO_2 di dalam air membentuk H_2CO_3 . Larutan H_2CO_3 tidak stabil terurai menjadi H^+ dan HCO_3^{2-} . Ion H^+ inilah yang selanjutnya menguraikan CaCO_3 menjadi Ca^{2+} dan HCO_3^{2-} (Gambar 2.1.). Karstifikasi dipengaruhi oleh dua kelompok faktor, faktor pengontrol dan faktor pendorong. Faktor pengontrol menentukan dapat tidaknya proses karstifikasi berlangsung, sedangkan faktor pendorong menentukan kecepatan dan kesempurnaan proses karstifikasi.



Gambar 2.1 Bagan rangkaian pelarutan pada batugamping (Trudgil, 1985 Modifikasi Haryono dkk., 2004)

Pada litologi berkomposisi mineral kalsit (CaCO_3) kuat akan mudah larut dengan adanya air, apabila semakin tinggi kandungan mineral tersebut maka akan terbentuknya bentuk lahan karst. Tingkat resistensi pada batuan dapat menentukan kestabilan morfologi setelah terjadinya proses pelarutan pada karst. Tekstur pada batuan jugamenentukan proses pembentukan morfologi, apabila tekstur batuan tersebut bersifat halus atau lunak maka dapat dengan mudah terjadinya erosi dan pelarutan dengan pesat, sehinggapembentukan morfologi karst tidak berkembang baik. Tingkat ketebalan lapisan pada batuan juga menentukan terbentuknya sirkulasi air secara vertikal. Lapisan tebal pada batuan mendukung terbentuknya aliran air bawah permukaan pada daerah karst. Apabila tidak ada sirkulasi vertikal, maka akan terbentuknya *lateral flow* sebagai contohnya pada *surface river* serta *enclosed basin*. *Fracture* pada litologi juga berperan sebagai jalur akomodasi air demi berkembangnya *vertical drainage* serta *underground river*.

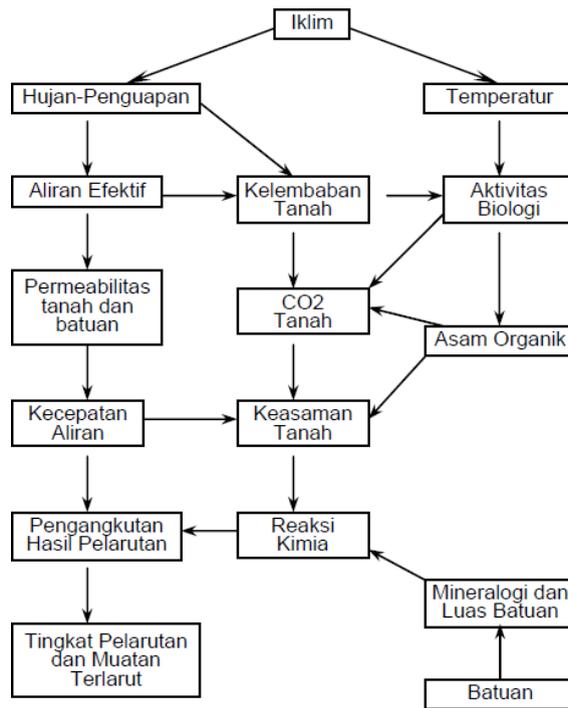
Menurut Haryono dkk., 2004, proses presipitasi merupakan media utama pelarutan dalam proses karstifikasi. Semakin terjadinya hujan, maka tingkat pelarutan yang terjadi di batuan karbonat juga semakin besar. Ketinggian batugamping tersingkap di permukaan menentukan sirkulasi atau drainase secara vertikal.

Apabila ketebalan lapisan pada batugamping hanya tersingkap sedikit di permukaan, maka proses karstifikasi berpeluang kecil terjadi. Proses terbentuknya aliran air secara vertikal dapat berkembang jika radius batugamping yang tersingkap seraya permukaan air tanah semakin jauh. Semakin tinggi jarak pada keduanya maka semakin besar terjadinya proses karstifikasi secara intensif (Haryono dkk., 2004).

Suhu pada cuaca juga berpengaruh dalam proses terbentuknya pelarutan batugampng terutama dalam kaitannya dengan aktivitas organisme. Pada daerah dengan suhu tinggi umumnya di daerah tropis ialah tempat yang ideal bagi perkembangan organisme yang selanjutnya menghasilkan karbon dioksida yang tinggi di dalam tanah. Temperatur juga menentukan proses penguapan terjadi, semakin tinggi suhunya maka semakin besar evaporasi yang menyebabkan rekristalisasi larutan karbonat di permukaan dan dekat permukaan tanah. Adanya rekristalisasi ini mempengaruhi terjadinya case hardening sehingga bentuk lahan karst yang telah terbentuk dapat dipertahankan dari terjadinya proses denudasi yang lain.

Pada umumnya tingkat konsentrasi karbon dioksida lebih besar pada kondisi suhu yang rendah, sehingga suhu rendah mempengaruhi kecepatan reaksi pada proses pelarutan tersebut dengan value kecepatan yang lebih besar. Lain halnya dengan daerah tropis yang memiliki tingkat pelarutan yang lebih tinggi dibandingkan daerah lain sehingga memiliki aktivitas organisme yang lebih besar.

Proses *forest vegetation* termasuk salah satu faktor pendorong perkembangan, karena hutan yang lebat akan mempunyai kandungan CO_2 dalam tanah yang melimpah akibat dari hasil perombakan sisa-sisa organik oleh mikro organisme. Semakin besar tingkat konsentrasi CO_2 dalam air semakin tinggi tingkat daya larut air terhadap batugamping. CO_2 di atmosfer tidaklah bervariasi secara signifikan, sehingga variasi proses karstifikasi sangat ditentukan oleh CO_2 dari aktivitas organisme.

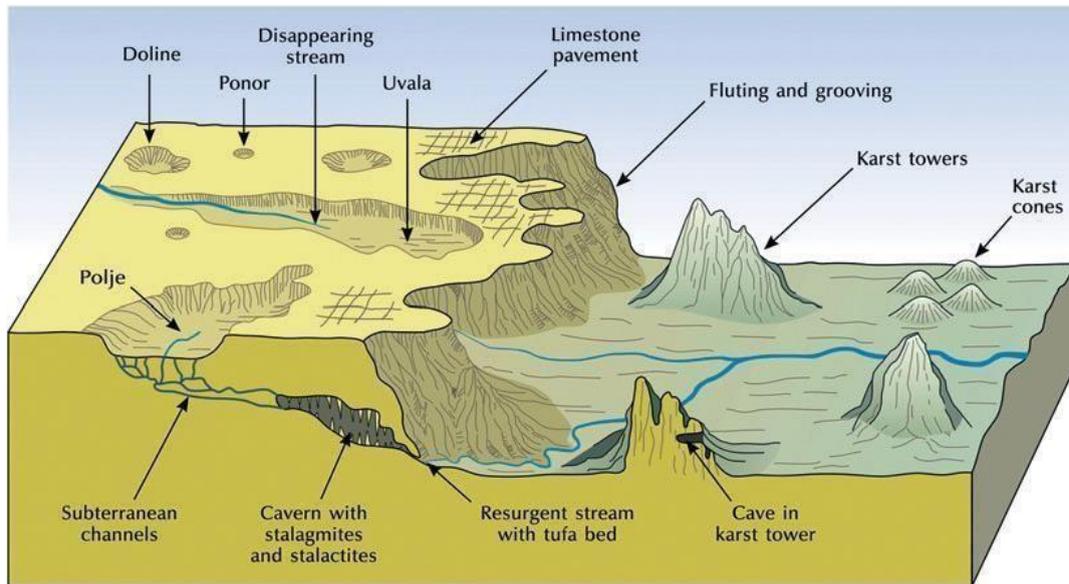


Gambar 2.2 Faktor pendorong pembentukan karstifikasi pengaruhnya terhadap proses pelarutan (Trudgil, 1985 Modifikasi Haryono, 2004)

2.2 Morfografi Karst

Morfografi adalah cabang ilmu morfologi yang membahas unit bentuk lahan bumi. Objek dari ilmu ini merupakan permukaan bumi sebagai elemen bentuk lahan yang mempelajari dengan cara deskriptif atau gambar. Berdasarkan bentuknya geomorfologi pada wilayah karst juga berkembang yang dimulai dari umur muda hingga dewasa. Hal tersebut didefinisikan oleh Lobbeck (1939), mengenai evolusi morfografi karst pada lapisan permukaan.

Menurut Hugget (2017) Karst adalah bentuk bahasa Jerman dari kata Indo-Eropa 'kar', yang berarti batu. Dalam geomorfologi, karst merupakan medan di mana batuan yang larut diubah di atas dan di bawah permukaan oleh aktivitas pelarutan air dan yang memiliki karakteristik bantuan dan drainase yang berbeda. Umumnya mengacu pada medan batu kapur yang secara khas kurang memiliki drainase permukaan, memiliki penutup permukaan yang kurang baik dan tipis, dan membentuk suatu bentukan di bawah permukaan, termasuk gua. Namun, semua batu larut memiliki intensitas pelarutan tertentu dalam air, dan karst tidak terbatas pada jenis batuan yang paling larut. Karst dapat terbentuk dalam evaporit seperti gipsum dan halit, dalam silikat seperti batupasir dan kuarsit, pada suatu kondisi juga dapat terbentuk di basalt serta granit. Klasifikasi Karst juga dapat terbentuk dengan cara lain seperti pelapukan, aktivitas hidraulik, pergerakan tektonik, dan lava yang disebut *Pseudokarst*. Bentuk lahan karst berkembang terbagi menjadi jenis bentukan positif dan negatif. Morfologi positif yakni berupa *conicall hills*. Sedangkan morfologi negatif yang terdapat pada daerah penelitian yakni dolina.



Gambar 2.3 Diagram Skema Bentuk Lahan Karst (Hugget, 2017)

2.2.1 Conical Hills

Karst tropis merupakan salah satu bentang lahan keajaiban dunia. Di bawah iklim tropis yang lembab, bentang lahan karst memiliki aspek yang agak berbeda dari karst 'klasik'. *Cone Karst* (Karst berbentuk kerucut) merupakan bentukan yang terjadi karena pelarutan cepat dan kuat, dolina telah terbentuk agar saling terbentuk dan telah menghancurkan lahan permukaan yang sebenarnya, dan sisa-sisa runtuh mendominasi. Hasilnya merupakan punggung yang memiliki pola poligonal yang mengelilingi Dolina. Intensitas proses karstifikasi di daerah tropis yang lembab sebagian merupakan hasil dari laju limpasan yang tinggi dan sebagian dari *soil* yang tebal dan vegetasi yang menghasilkan karbon dioksida *soil* dalam jumlah besar. Bentukan *cone karst* terbagi menjadi dua jenis yakni *Cockpit karst*, dan *tower karst* (Hugget, 2017).



Gambar 2.4 Bentanglahan *cone karst* pada batugamping ditutupi *soil*, Karangbolong, Jawa Tengah, Indonesia (Suri, 2021)

2.2.2 Dolina

Doline berasal dari kata Slovene ‘dolina’ yang memiliki arti bentang lahan yang mengalami penurunan. Bentuk ini menyerupai beberapa bentuk seperti mangkuk, kerucut, dan silinder. Ukuran dari dolina yakni kurang dari meter atau negatif dan memiliki kedalaman lebih dari ratusan meter bahkan sampai kilometer. Berdasarkan Huggett(2017), proses terbentuknya pada daerah penelitian yakni berupa *surface solution*.

Surface solution merupakan bentukan dolina yang mulai terbentuk akibat suatu konsentrasi dari titik potong rekahan (*shear*). *Surface solution* menurunkan permukaan batuan dasar, sehingga hanya sedikit membentuk penurunan. Penurunan tersebut memerangkap air, membentuk lebih banyak *surface solution* dan memperbesar penurunan. Begitu dimulai, pembentukannya akan selalu berlangsung. Namun, sisa-sisa batuan yang tidak larut dan runtuhannya dapat menghambat lantai pada dolina tersebut, terkadang juga membentuk daerah rawa atau suatu genangan yang membentuk kolam dolina (e.g. Matthews *et al.* 2000 dalam Hugget 2017).



Gambar 2.5 Kenampakan bentang lahan dolina (Huggett, 2017)

2.2.3 Uvala

Uvala berasal dari bahasa Slovenia yang memiliki arti yaitu kumpulan dari beberapa *sinkhole* penurunan permukaan kompleks yang melebihi dari satu lubang. Bentuk ini memiliki ukuran yang lebih besar dari Dolina. Bentuk yang memanjang mengikuti arah kedudukan dan garis sesar, sementara bentukan *lobate* terbentuk di lapisan horizontal. Pelarutan memiliki peran besar dalam pembentukan Uvala.

Pada batugamping yang tebal, yang memiliki permukaan air yang dalam, pelarutan pada beberapa *sinkhole* dapat membentuk ke bawah untuk membentuk topografi seperti kotak telur (*Egg-box topography*). (huggett, 2017) Berdasarkan Haryono et al., (2004), bentuk lahan negatif uvala adalah kombinasi dari beberapa dolina yang berkembang pada karst.

Pada umumnya uvala memiliki ukuran $\pm 500-1000$ meter dengan *depth* $\pm 100-200$ meter serta adanya tipe bentuk yang berbentuk asimetris. *Cockpit* secara prespektif dikategorikan seperti uvala atau doline majemuk dengan kenampakan seperti bintang, oelh karena itu *cockpit* memiliki bentuk yang mana pada sisinya saling berkaitan atau menyatu. Sehingga kombinasi pada setiap sisi dolina membentuk lancip seperti bintang apabila dilihat dengan pengindraan jauh.

2.2.4 Polje

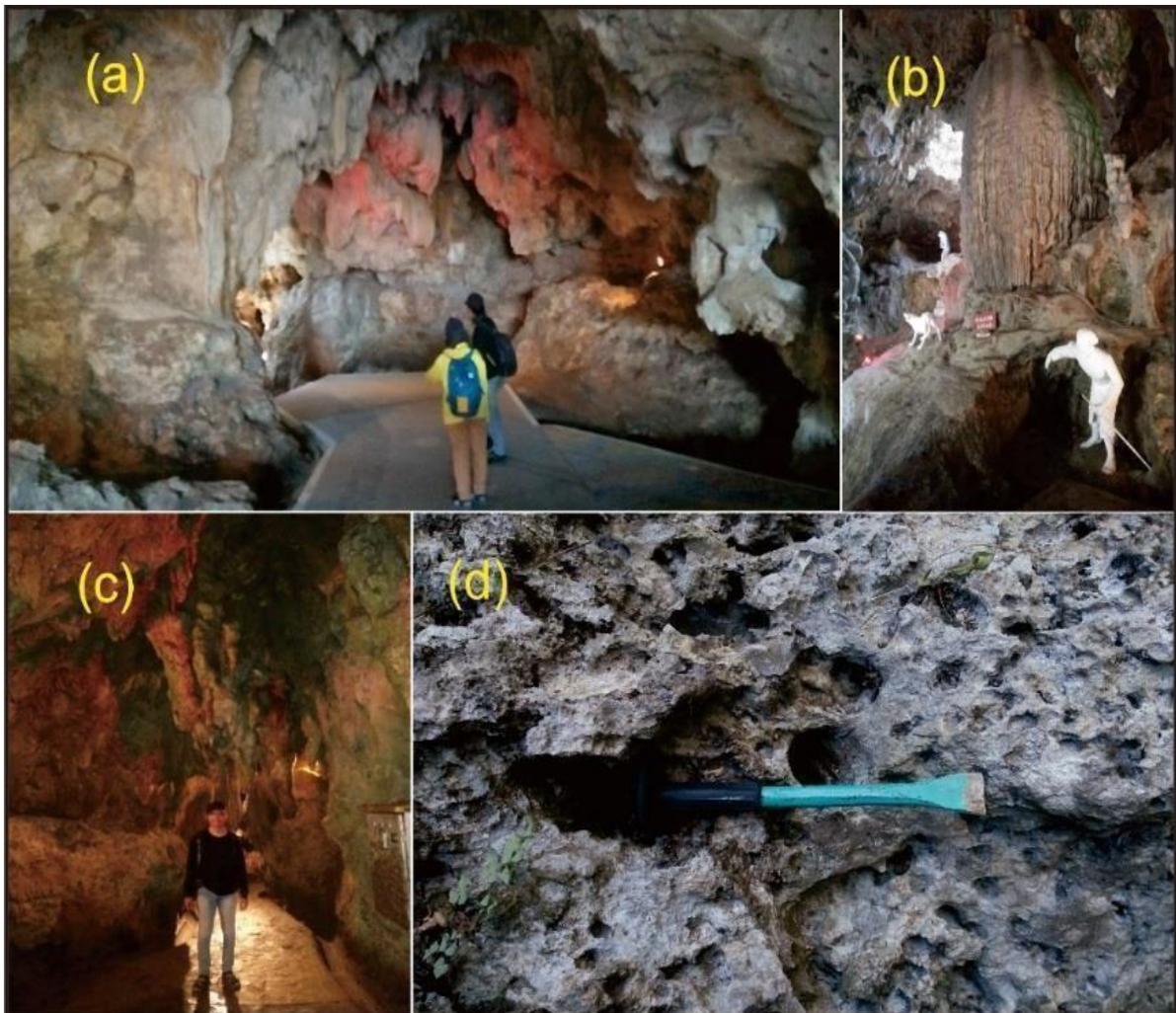
Polje memiliki arti penuruan yang besar, umumnya memanjang, dan tertutup dengan lantai datar. Aliran yang terputus-putus atau hilang, yang mana mungkin rentan terhadap banjir dan akar menjadi danau, dapat mengalir melintasi lantai dasarnya dan mengalir ke bawah permukaan melalui aliran sungai yang disebut ponor atau melalui jurang yang memotong salah satu dinding polje. Genangan tersebut terjadi disebabkan ponor tidak dapat membawa air lebih cepat. Terdapat banyak danau yang bersifat musiman, tetapi beberapa diantaranya merupakan hal yang permanen dari polje itu sendiri. Polje terbagi menjadi tiga jenis diantaranya *border polje*, *structural polje*, dan *baselevel polje*.

Sungai – sungai dari luar wilayah karst (sungai-sungai alogneik) membantu pembentukan dari *Border polje*, karena posisi muka air di daerah pakan dan endapan dataran banjir diatas batugamping, cenderung tetap berada di atas permukaan sehingga menyebabkan pengendapan lateral dan aluviasi. *Structural polje* sebagian besar dikontrol oleh geologi, sering dikatikan dengan sesar turun yang lebih awal terbentuk dari batuan yang impermeabel di daerah batugamping. Bentuk ini merupakan penuruan yang paling besar dan merupakan jenis polje yang dominan di karst Dinaric.

2.2.5 Ornamen dalam Goa

Goa merupakan lubang alami pada batuan dasar. Berfungsi sebagai saluran untuk air yang mengalir dari jurang atau rembesan menuju mata air atau ke titik rembesan (Gambar 2.6). Pada pembentukan gua, umumnya membentuk bagian melintang tergantung pada kemurnian batu kapur dan sifat jaringan celah yang membelah batuan, serta sistem hidrologinya juga berpengaruh dalam pembentukannya. Bentuk gua juga dipengaruhi oleh litologi, oleh pola kekar, rekahan, dan sesar-sesar, serta oleh kerusakan gua dan pelapukan evaporit. Secara umum, pelarutan merupakan salah satu proses denudasional yang mana proses terjadinya batuan yang mengalami pelarutan disebabkan oleh air sebagai media pelarut. Proses pelarutan batugamping diawali oleh larutnya CO_2 di dalam air membentuk H_2CO_3 . Larutan H_2CO_3 tidak stabil lalu terurai menjadi H^+ dan HCO_3^{2-} . Selanjutnya ion H^+ menguraikan CaCO_3 menjadi Ca^{2+} dan HCO_3^{2-} . Proses ini dipengaruhi oleh faktor pengontrol dan faktor pendorong. Faktor Pengontrol diantaranya yakni batuan yang mudah larut, dan kompak, curah hujan, Perkembangan sirkulasi air secara vertikal. Faktor yang mendorong proses pelarutan diantaranya temperatur dan vegetasi. Umumnya, produk hasil pelarutan pada goa karst diantaranya Lapies, Stalagtit, dan Column. Stalagtit merupakan hasil pelarutan dari kalsit yang mana prosesnya berkembang menetes ke bawah dari dinding dan langit-langit pada goa. Kemudian *column* terbentuk dari gabungan antara

stalagtit dan stalagmit yang tumbuh ke atas lalu bergabung dengan stalagtit yang tumbuh ke bawah (Huggett, 2017). Sedangkan lapies merupakan struktur yang terbentuk dikarenakan hasil dari pelarutan sehingga membentuk rongga pada batugamping.



Gambar 2.6 Ornamen Goa Karst Daerah Jatijajar yang merupakan Hasil Pelarutan Pada Batugamping. (a dan c) Stalagtit Salah Satu Hasil Pelarutan Dalam Goa Karst,(b) *Column* Hasil Pelarutan Gabungan Antara Stalagtit dan Stalagmit, (Gambar d) Lapies yang Berupa Struktur Sekunder merupakan Hasil Pelarutan Pada Batugamping (Suri, 2021)

2.3 Klasifikasi Karst

Topografi karst telah banyak ditemukan di berbagai tempat di belahan bumi dengan berbagai tipe. Peneliti karst telah mencoba menjelaskan variasi karst dan mengklasifikasi tipe-tipe karst. Beberapa literatur atau peneliti karst memberikan spesifikasi khusus bagi bentuk lahan karst. Spesifikasi tersebut memiliki tujuan agar nama tiap bentuk lahan karst dapat teridentifikasi tanpa harus menrincikan pembagian namanya. Menurut Haryono (2004), umumnya klasifikasi karst terbagi menjadi beberapa kelompok ialah klasifikasi yang didasarkan pada perkembangan (Cvijic, 1914), klasifikasi yang dilandasi pada morfologi, dan 3) klasifikasi yang dilandasi pada iklim (Sawicki (1909), Lehmann (1936), Sweeting (1972)). Berikut klasifikasi karst berdasarkan Cvijic (1914), dan Sweeting (1972).

Menurut Cvijic (1914), topografi karst terbagi 3 jenis yaitu holokarst, merokarst, dan karst transisi. Holokarst adalah jenis karst yang proses pembentukannya paling baik, baik secara kenampakannya dan *underground hydrology* yang ada pada bentukan lahan tersebut. Karst jenis ini terbentuk apabila tidak adanya batasan arah dalam perkembangannya, apabila batugamping memiliki *vertical fracture* yang *continue* dari *surface* hingga *bedrock*, dan tihalnya keterdapat *caprock*. Karst pada jenis ini jarang ditemukan di Indonesia, karena iklim tropis yang menyebabkan karst terkontrol oleh proses fluvial.

Berdasarkan Cvijic (1914), arti dari merokarst yakni perkembangan pada karst dengan bentuk yang tidak sempurna dan memiliki jenis bentuk lahan yang sedikit. Umumnya jenis klasifikasi ini berkembang pada *thin and unpure limestone*, serta pada litologi *marl interbedded with limestone*. Dibandingkan dengan holokarst, secara vertikal perkembangan mesokarst lebih dangkal daripada holokarst dengan perubahan morfologi yang lambat. Pelarutan dan perkembangan sungai permukaan sangat sedikit dibandingkan dengan erosi yang terjadi. Umumnya Merokarst tertutup oleh tanah, tidak ditemukan kelen, dolina, goa, swallow hole berkembang hanya di beberapa tempat. Sistem hidrologi tidak kompleks, alur sungai permukaan dan bawah permukaan dapat dengan mudah diidentifikasi. Lapisan impermeabel menghambat sungai bawah permukaan. Cvijic (1914) mengidentifikasi bahwa klasifikasi Merokarst sendiri terdapat pada karst di beberapa tempat seperti karst di Batugamping Carboniferous Britain, Polandia, Galicia, Irlandia, Moravia karst Devonian, dan karst di Prancis utara. Sedangkan di Indonesia adalah karst di Rengel Kabupaten Tuban. Karst Transisi berkembang di batugamping dengan karakteristik ketebalan yang relatif besar sehingga membuka peluang bagi pembentukan *underground* karst.

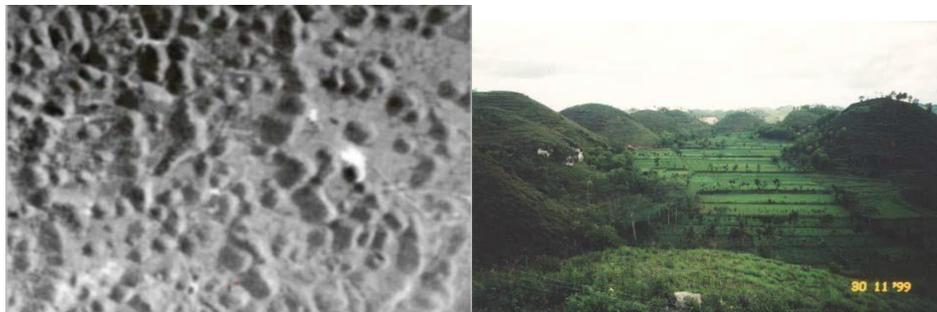
Pembagian karst terbagi menjadi beberapa diantaranya true karst, fluviokarst, glasiokarst, tropical karst, arid dan semiarid karst (Sweeting, 1972). Pembagian Sweeting (1972) berlandaskan kepada iklim. *True* karst merupakan karst dengan pembentukan yang relatif cukup baik. *True* karst pada dasarnya adalah dolina yang berkembang melalui *vertical dissolving*. Contoh dari true karst menurut Sweeting (1972) yakni Karst Dinaric.

Fluviokarst merupakan tipe klasifikasi yang terbentuk dari gabungan dua reaksi yakni, *dissolving and fluvial reaction*. Umumnya fluviokarst berkembang di wilayah dengan adanya batugamping yang dilewati *allogenic river*. Keterbentukan *underground waterflow* terlimitasi dengan *local ground water level*. Goa pada fluviokarst berkembang dibagian persimpangan antara *limestone* dan *caprock* pada lapisan dibawahnya, hal tersebut terjadi karena asosiasi antara perkembangan *allogenic river* dan sungai lainnya di kawasan karst. Karakteristik fluviokarst *limestone* secara fisik tertutupi oleh tanah sisa pelapukan serta sedimentasi. Glasiokarst adalah salah satu tipe karst yang berkembang melalui proses karstifikasi yang didominasi oleh proses glasiasi.

Nival karst adalah tipe karst yang berkembang melalui proses karstifikasi yang disebabkan oleh hujan salju pada lingkungan glasial dan periglasiyal. Berdasarkan lingkungannya Glasiokarst terdapat di daerah tertentu yakni pada *limestone area* yang terglasiyasi. Glasiokarst memiliki karakteristik fisik berupa kenampakan hasil *dissolving*, *erosion*, dan *glacier sedimentation*. Hasil denudasi biasanya membentuk *paving limestone*. Sehingga, jika proses denudasi cenderung berkembang lebih kuat di *area* sekitaran *fracture* maka hal tersebut akan menyebabkan berkembangnya kenampakan *steeply slope basin*. Hal tersebut membatasi salahsatu *paving* dengan lainnya. Dolina diinterpretasikan berkembang

pada saat lingkungan mengalami hujan salju. Hasil dari proses pencarian tersebut menghasilkan ngarai, *pothole*, dan goa. Karakteristik lain dari glasiokarst adalah goa-goa yang terisi oleh es dan salju. Tropical karst berbeda dengan karst di iklim sedang dan kutub terutama disebabkan oleh presipitasi dan evaporasi yang besar.

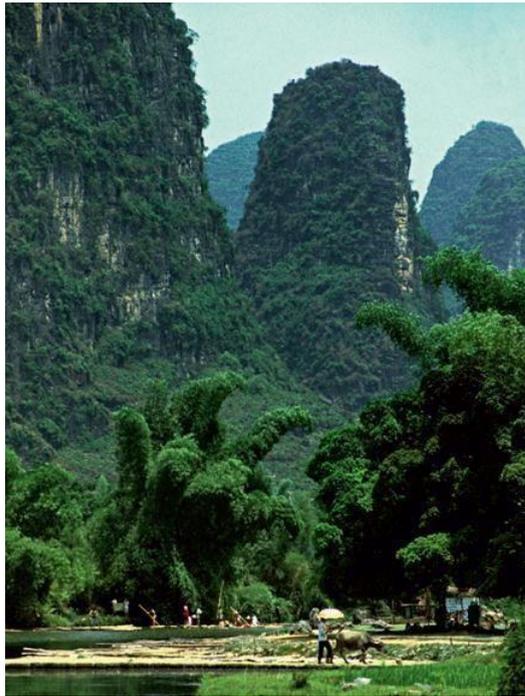
Kegelkarst atau *Cockpit* dicirikan oleh kumpulan bukit-bukit berbentuk kerucut yang sambung menyambung. Tampilan kegelkarst melalui *aerial photo* dan citra (Gambar 1.4). Tower karst mengalami perkembangan jika *dissolving* terjadi secara lateral dengan keadaan muka air tanah yang dangkal atau disebabkan oleh sungai alogenik yang mengalir menelusuri batugamping. Para ahli berargumentasi bahwa *turmkarst* mengalami perkembangan lanjutan dari kegelkarst yang disebabkan oleh kondisi hidrologi yang bervariasi. Distribusi serta sebaran bukit menara kegelkarst umumnya dikontrol secara tektonik.



Gambar 2.7 Kenampakan kegelkarst Gunungsewu dari penginderaan jarak jauh dan lapangan (Haryono & Tjahyo, 2004)

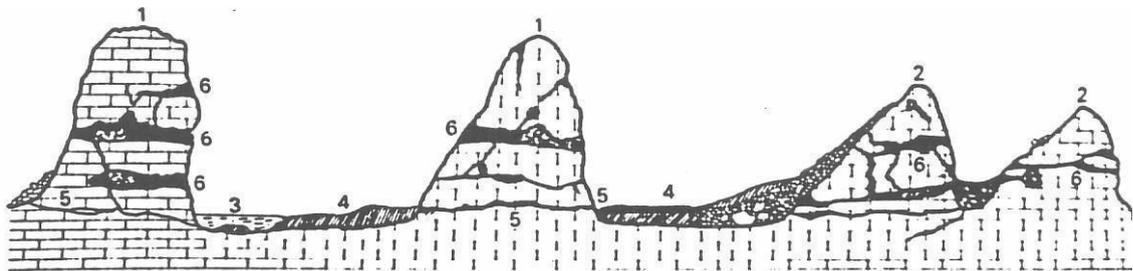
Tower Karst adalah jenis karst selanjutnya yang paling banyak penyebarannya. Jenis karst ini memiliki karakteristik perbukitan dengan *steeply slope*, umumnya ditemukan pada kelompok yang saling terpisah dengan sungai dan dataran aluvial. *Tower karst* berkembang jika pelarutan terjadi secara lateral oleh muka air tanah yang cukup dangkal atau oleh sungai alogenik yang mengalir melalui singkapan batugamping. Para ahli berasumsi bahwa *turmkarst* adalah perkembangan lanjutan dari kegelkarst yang disebabkan oleh kondisi hidrologi tertentu. Secara pendistribusian dan persebaran bukit menara pada umumnya dikontrol oleh tektonik.

Bukit Menara memiliki banyak variasi ukuran yang dimulai dari *pinacle* kecil hingga blok dengan ukuran besar. Diinterpretasikan bahwa variasi bentuk permukaan bukit Menara disebabkan oleh depresi-depresi dan koridor dengan kedalaman mencapai 150 meter. Hubungan antara bukit menara dengan dataran aluvium adalah kawasan pemunculan mata air dan perkembangan gua. Telaga dan rawa juga seringkali ditemukan pada kaki dari bukit-bukit menara. Rawa yang cukup bersifat asam selanjutnya akan mempercepat pelarutan secara lateral menghasilkan bukit-bukit yang semakin curam sampai tegak. Jika muka tanah turun, rawa akan teratur serta ditutupi sang endapan aluvium dari rombakan bukit menara, sebagai akibatnya bukit menara berubah menjadi tidak curam.



Gambar 2.8 Tower karst, Yangshuo, Guilin, Guangxi, China. (Foto oleh Tony Waltham Geophotos, dalam Hugget 2017)

Tower Karst bisa dibedakan menjadi dua tipe. Pertama, bukit menara adalah bukit sisa batugamping yang terisolir pada antara rata-rata batugamping yang sudah tertutup oleh endapan aluvium. Kedua, bukit menara adalah bukit sisa berasal batugamping yang berada di dataran dengan batuan non karbonat. Karst menara di Indonesia antara lain bisa ditemukan pada tepian Karst Maros yang berbatasan dengan dataran aluvial (sisi barat).



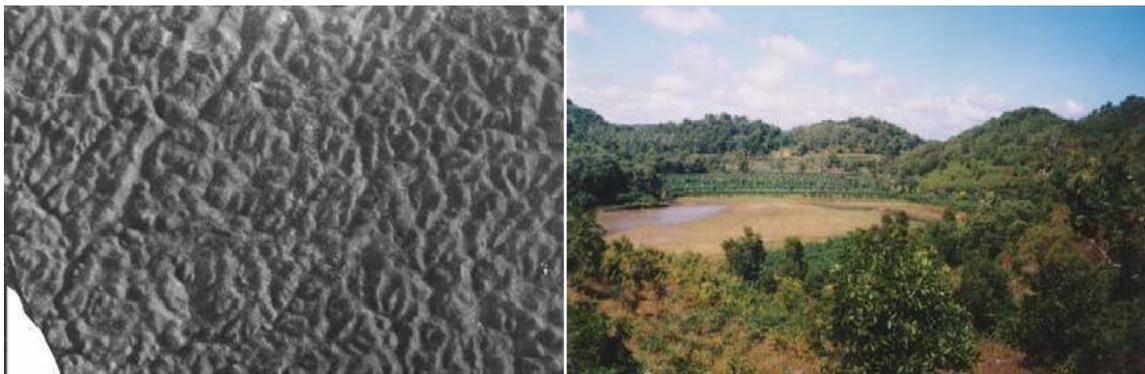
Gambar 2.9 Gambar 1.5. Kenampakan karst tower. 1. Bukit karst menara terbentuk oleh erosi lateral, 2. Bukit karst kerucut, Sungai, 4. Dataran korosi Gua aktif, Gua fosil. (Sweeting, 1972 dalam Haryono & Tjahyo, 2004)

Selain penjabaran jenis-jenis karst, para peneliti terdahulu sudah membuat nama khusus untuk bentang lahan karst. Hal tersebut bertujuan hanya memberikan nama tanpa bermaksud membagikan jenis bentuk lahan secara sistematis. Beberapa type karst yang acapkali dipergunakan serta acapkali muncul pada literatur karst diantaranya labirin karst serta polyional karst. Labirin karst adalah bentuk lahan yang ditandai dengan oleh lorong-lorong. Morfologi karst terdiri dari beberapa singkapan *limestone* yang dipisahkan satu sama lain oleh lorong-lorong karst. Labirin karst terbentuk dari hasil pelarutan yang jauh lebih intensif pada jalur sesar. Namun pada zona lainnya pelarutan tidak intensif. Labirin karst di Indonesia terdapat di Papua dan sebagian Gunungsewu ((Gambar 2.10).



Gambar 2.10 Kenampakan karst labyrinth (Haryono & Tjahyo, 2004)

Polygonal Karst adalah penamaan yang diinterpretasikan berasal sudut pandang dari bentuk dolina. Pada karst poligonal bisa berbentuk karst *conical* atau menara. Apabila nilai rasio luas pada dolina dan luas singkapan batuan karbonat memiliki perbandingan satu berbanding satu atau mendekati, maka dapat disebut klasifikasi karst tersebut ialah karst poligonal.. Sehingga semua singkapan batugamping sudah membentuk sebagai kumpulan dolina dan telah berbentuk menyambung dengan dolina lainnya. (Gambar 2.11).

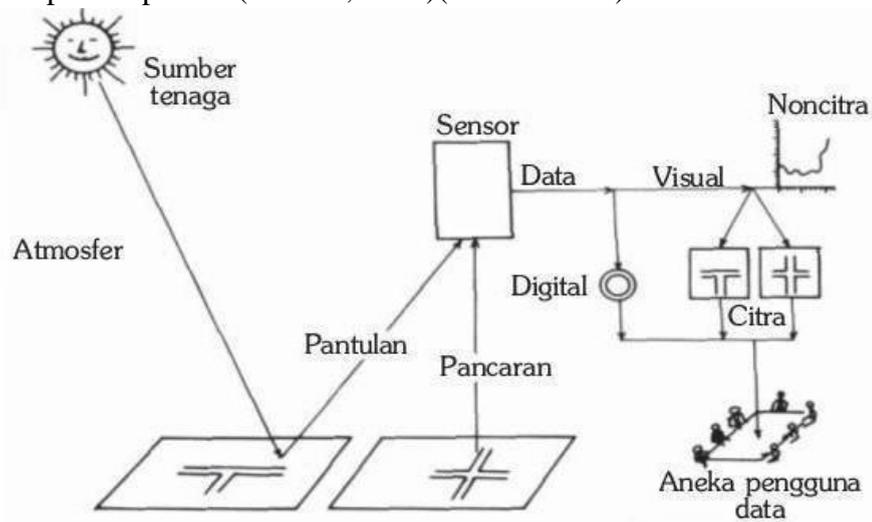


Gambar 2.11 Kenampakan karst polygonal dari pengindraan jarak jauh dan lapangan (Haryono & Tjahyo, 2004)

2.4 Pengindraan Jauh

Berdasarkan Lillesand *et al.*, 1997, pengindraan jauh merupakan informasi tentang objek – objek yang berada di permukaan bumi dengan menganalisis data yang bersumber dari *software* pengindraan jauh. Seiring berkembangnya teknologi, pengindraan jauh semakin berkembang pesat. Sebelumnya, proses pengumpulan data yang dihasilkan dari pengindraan jauh menggunakan pesawat udara atau balon udara. Namun semakin berkembangnya teknologi, perekaman pengindraan jauh hingga ke antariksa dan juga penggunaan satelit untuk berbagai kepentingan perekaman permukaan bumi hanya dengan menggunakan sensor (Sutanto, 1987). Sensor pada pengindraan jauh merupakan sensor buatan seperti magnetometer, kamera, sonar, *scanner*, maupun radiometer. Proses pada sistem pengindraan

jauh melibatkan hubungan antara radiasi dan target yang diinginkan. Sistem pengindraan jauh terdiri dari beberapa komponen. (Sutanto, 1992)(Gambar 2.12).



Gambar 2.12 Sistem Pengindraan jauh dalam penyadapan sistem informasi permukaan bumi, pengolahan dan penggunaannya (Sutanto, 2004; Meurah *et al.*, 2012)

Tabel 2.1 Komponen Penyusun Pengindraan Jauh (Sutanto, 1992)

No.	Komponen	Peran
1.	Sumber Tenaga	Sumber tenaga harus ada pada sistem pengindraan jauh, baik sumber tenaga alamiah maupun buatan. Tenaga ini akan mengenai objek di permukaan bumi kemudian akan dipantulkan ke sensor.
2.	Atmosfer	Atmosfer berpengaruh pada fungsi panjang gelombang. Atmosfer akan membatasi agian spektrum elektromagnetik yang dapat digunakan dalam pengindraan jauh.
3.	Interaksi antara Objek Target	Setiap objek memiliki karakter tertentu dalam memantulkan tenaga ke sensor. Obyek yang banyak memantulkan tenaga akan tampak cerah pada citra sedangkan objek yang pantulannya sedikit akan tampak gelap.
4.	Sensor	Tenaga yang datang dari objek di permukaan bumi, baik berupa hasil pantulan ataupun pancaran akan diterima dan direkam oleh sensor.
5.	Perolehan data	Cara perolehan data dapat dilakukan dengan cara manual, yakni dengan interpretasi secara visual. Selain itu, dapat pula dengan cara digital yaitu dengan menggunakan bantuan komputer.
6.	Pengguna data	Pengguna data merupakan komponen penting dalam sistem pengindraan jauh karena keberhasilan aplikasi pengindraan jauh terletak pada dapat diterima atau tidaknya hasil pengindraan jauh oleh para pengguna data.

2.4.1 Jenis Citra

Citra pada *remote sensing* berdasarkan fungsi dan kegunaan sensornya terbagi menjadi dua yakni citra radar serta citra topik. Secara definisi citra optik adalah citra udara yang dihasilkan melalui kamera dengan memanfaatkan energi matahari, sedangkan citra

radardihasilkan melalui pantulan *micro wave*. Berdasarkan definisinya, sensor optik dapat dikategorikan sebagai sensor pasif dan sensor radar yang dikategorikan sebagai sensor aktif.

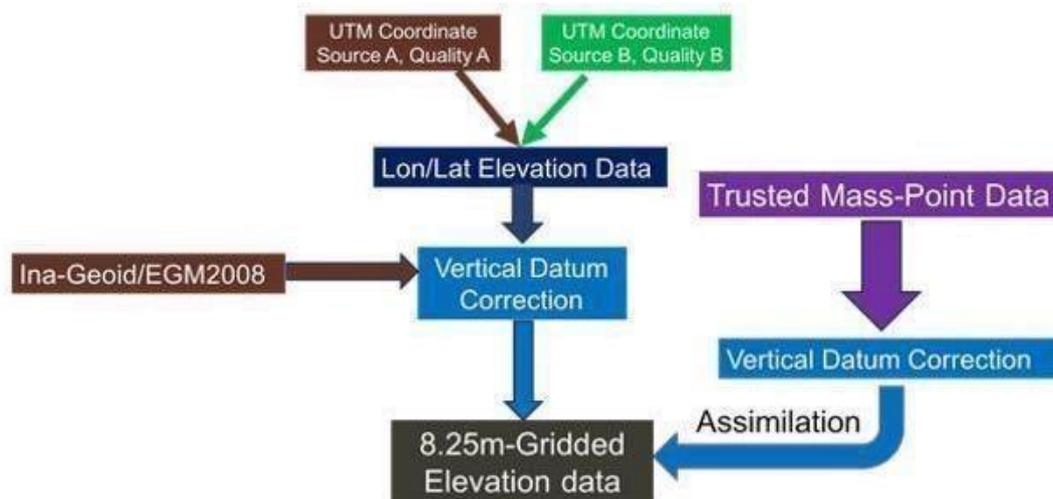
Citra optik dan citra radar berisikan informasi yang beragam dari objek yang diamati. Citra optik menyajikan data penutup permukaan, sedangkan citra radar menyajikan data geometrik. Ada sembilan perbedaan utama antara citra optik dan citra radar seperti tabel 2.2.

Tabel 2.2 Perbedaan Citra Optik dan Radar (Setiawan, 2012)

Faktor Pembeda	Sensor Optik	Sensor Radar
Iluminasi	Sensor pasif, sinar matahari	Sensor aktif, gelombang mikro
Panjang Gelombang	<i>Visible</i> dan infra-merah	Panjang gelombang tunggal
Waktu Observasi	Hanya siang hari	Siang dan malam hari
Alat	Kamera vidicom	Perekam Penerima radio
Tipe gangguan	Aditif	Multiplikatif
Pengganggu Atmosfera	Awan (kuat)	Hujan batu es (lemah)
Informasi Piksel	Warna atau tonal	Dielektrik dan geometrik
Teknologi Sensor	Telah lama berkembang	Muncul belakangan
Interpretasi Citra	Langsung (spektral)	Kompleks (tektural)

2.4.2 Digital Elevation Model (DEM)

Digital Elevation Model ialah informasi visualisasi secara geometri dari wujud permukaan bumi, DEM terdiri dari kumpulan koordinat serta *algorithm* khusus yang memvisualisasikan *earth surface* (Tempfli, 1991). Tidak hanya itu DEM ialah salah satu informasi geospasial bawah yang dapat digunakan guna bermacam kebutuhan, serupa kepentingan analisis spasial kebencanaan, hidrologi, pertanian, dll. DEMNas merupakan hasil integrasi dari berbagai sumber data. Hasil evaluasi integrasi DEMNas menunjukkan uji akurasi mozaik DEM dengan bobot memiliki akurasi yang lebih baik dibandingkan tanpa bobot yaitu sebesar 2,065 meter (Mukti *et al.*, 2018). Berikut proses pembentukan DEMNAS (Gambar 2.13). Pengamatan *geology structure* memanfaatkan informasi DEM untuk mengidentifikasi pola kelurusan yang divisualisasikan secara 3D guna membagikan *vertical photo reflection* yang merepresentasikan *surface geological structure* (Fajri *et al.*, 2019).



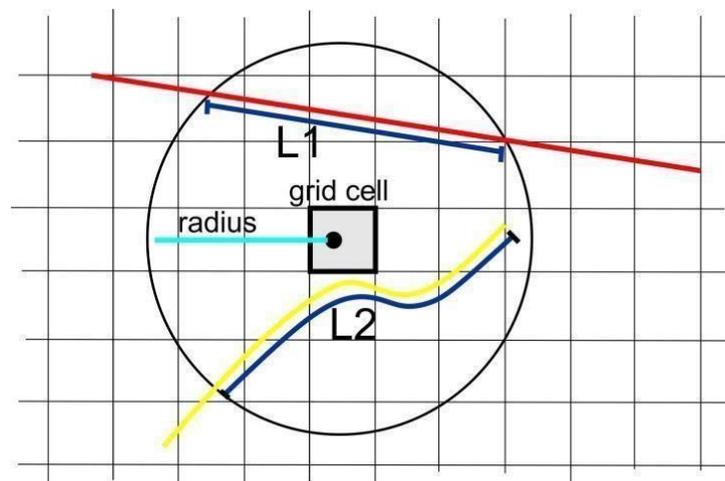
Gambar 2.13 Proses Pembentukan DEMNAS
Sumber: tides.big.go.id

2.5 Kelurusan (*Lineament*)

Kelurusan menggambarkan gambaran morfologi yang terdefinisi di *earth surface* selaku *product* kegiatan tektonik. Berdasarkan Abdullah et al. (2013) kelurusan merupakan *surface linear features* yang bisa merepresentasikan serta menyampaikan *based structure weaknesses*. *Azimuth angel* memastikan arah dari bayangan, sebaliknya *elevation angel* akan memastikan *the length of the shadow* (Lillesand& Keifer, 1997). Karna kelurusan mempunyai arah serta orientasi, hingga kelurusan yang sejajar dengan sudut azimut iluminasi akan tidak mudah dideteksi. Sukiyah (1993) menerangkan jika analisis *lineament* memanfaatkan gambar cuaca bisa digunakan buat mengenali keadaan deformasi di suatu wilayah. Apabila pada suatu wilayah mempunyai pola kelurusan yang banyak dan berpotongan, hal tersebut mengindikasikan wilayah tersebut rentan terhadap deformasi serta tektoniknya aktif.

2.5.1 Densitas *Lineament*

Densitas adalah parameter kepadatan dari sebuah objek. menurut Williams (1983), fitur topografi atau tonal linear pada permukaan bumi yg mewakili zona kelemahan struktural bisa digambarkan oleh sebuah *lineament*. Menurut Greenbaum (1985), analisis densitas pola kelurusan dapat diasumsikan sebagai *lineament frequency*. Hal tersebut membuat peta membagikan *lineament concentrate* di wilayah tersebut. *Lineament density analysis* dilakukan pada kalkulasi total kelurusan pada cakupan *area* suatu wilayah yang telah teridentifikasi (Gambar 2.14).



Gambar 2.14 Sel raster dan lingkaran untuk menghitung *lineament density* (Silverman, 1986)

Prosedur *lineament density equation* digambarkan pada Gambar 2.14, yang menggambarkan sel raster serta sebuah *circle* dengan *trellis* khusus, dimana garis serta yang mewakili *length of lineament* mencakup pada radius bulat (r). *lineament density equation* tersebut ialah:

$$\text{Density} = \frac{L_1 + L_2}{2\pi r}$$

dan *lineament density equation* secara *general* bisa dikalkulasikan dengan rumus berikut:

$$\text{Density} = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{2\pi r}$$

2.5.2 Panjang *Lineament*

Length of lineament analysis digunakan sebagai mediator penjelasan mengenai kumpulan elemen yang terkandung pada pola kelurusan. Hal tersebut dilakukan melalui *length of lineament equation*, sehingga hasil yang diperoleh menjadi lebih akurat dan spesifik. Sehingga, hal tersebut lebih familiar disebut sebagai *lane length density* (Greenbaum, 1985), lalu ditafsirkan menjadi total panjang semua *lineament* yg direkam dan dipertimbangkan.

2.5.3 Orientasi *Lineament*

Lineament orientation analysis mendefinisikan orientasi dari setiap *lineament* berdasarkan *single sun azimuth angle* dan *mixed sun azimuth angle*. Tujuannya ialah guna mendeterminasikan *the orientation of lineament* dan di visualisasikan kedalam *rose diagram*. *Rose diagram* adalah salah satu *chart* yang memvisualisasikan *orientation* dan *quantity* dari suatu data vektor pada wilayah tertentu.

2.6 Hillshade

Hillshade adalah sebuah *method* untuk memvisualisasikan kenampakan topografi suatu area berdasarkan *raster data* berformat 2D dengan efek visualisasi 3D. Efek 3D yang tervisualisasi dibentuk menggunakan *lighting and shadow method* terhadap *raster data*. Lalu, dilakukan metode *edge enchancement* yang ditingkatkan guna penajaman visual berupa bayangan citra agar kenampakan geometris pada relief lebih tedefinisi (Richards, 1986).

2.7 Algoritma LINE

Algoritma LINE adalah algoritma pada PCI Geomatica untuk mengekstraksi *lineament* secara otomatis yang prosesnya terdiri dari tiga tahapan yaitu deteksi tepi (*edge detetion*), *thresholding* dan ekstraksi kurva. Ekstraksi otomatis berfungsi untuk pendekatan terhadap kumpulan gambar berbeda, dengan pemrosesan data secara singkat dan kemampuan untuk mengekstraksi *lineament* yang tidak dikenali oleh mata manusia (Sarp, 2005). Proses ekstraksi dilakukan menggunakan software geomatica yang mengekstrak linear dari gambar dan merekam *polyline* dalam vektor dengan menggunakan enam parameter yaitu RADI (Filter radius), GTHR (Gradient threshold), LTHR (Length threshold), FTTH (Line fitting error threshold), ATHR (Angular difference threshold), DTHR (Linking distance threshold) (Sarp, 2005). Setiap parameter tersebut memiliki nilai default yaitu seperti pada tabel 2.3 berikut:

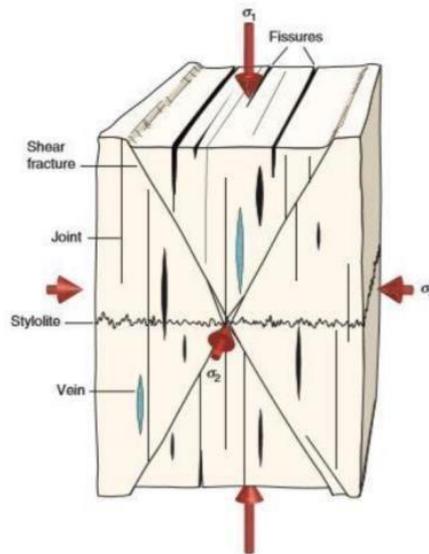
Tabel 2.3 Nilai default pada masing-masing parameter pada PCI Geomatica 2016 (Thannoun R.G., 2013).

Parameter	Nilai input
RADI (<i>Filter Radius</i>)	5
GTHR (<i>Gradient Threshold</i>)	75
LTHR (<i>Lenght Threshold</i>)	10
FTTH (<i>Line Fitting Error Threshold</i>)	2
ATHR (<i>Angular difference Threshold</i>)	20
DTHR (<i>Linking Distance Threshold</i>)	1

2.8 Konsep Pembentukan *Shear*

Efek dari deformasi yang menyebabkan terbentuknya diskontinuitas dalam sifat mekanik dan sifat perpindahan pada batuan serta mengalami pengurangan kohesi, sehingga

menimbulkan perkembangan rekahan adalah definisi dari *fracture* (Fossen, 2010). Berdasarkan jenisnya, fracture dapat dikategorikan menjadi *shear* dan *extension fracture* (Fossen, 2010) (Gambar 2.15). Menurut Fossen (2010) *shear fracture* didefinisikan sebagai kekar dengan jarak pergerakan yang relatif sangat dekat dan berpola saling memotong, serta pada pola perpotongan tersebut terbentuk sudut lancip terhadap arah gaya utama (σ_1). *Extension fracture* menurut Fossen (2010) didefinisikan sebagai rekahan yang memiliki paralel terhadap arah gaya utama (σ_1), *Extension fracture* membentuk *opened fractured* serta terisi oleh *fissure*.



Gambar 2.15 Jenis-Jenis *Fracture* (Fossen, 2010)

Berdasarkan pengamatan melalui DEM, struktur fracture yg tergambar membentuk pola lineament yg saling berpotongan. berdasarkan Peacock serta Sanderson (2018) Fracture bisa dikategorikan sebagai beberapa tipe sesuai hubungannya yakni, geometri, topologi, umur, intersection line, displacement serta strain. Berdasarkan tipenya fracture terbagi menjadi 4 kategori yakni, extension, shear, contractional & combined (Gambar 2.16).

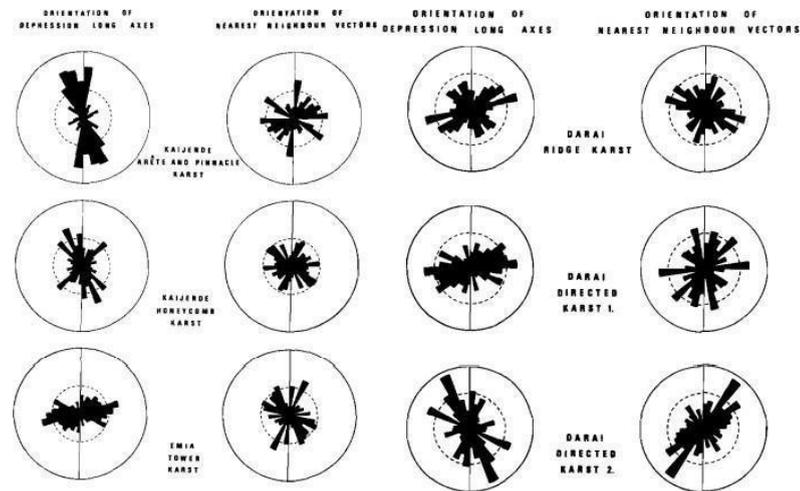
Fracture Type	a) Extension 	b) Shear 	c) Contractional 	d) Combined
Geometric relationships	e) Isolated 	f) Approaching 	g) Abutting 	h) Cutting
				i) Mutually cutting

Gambar 2.16 Modifikasi geometri dan tipe *fracture* dari Peacock dan Sanderson (2018)

2.9 Morfometri Poligonal Karst Melalui Citra DEM

Analisis morfometri menggunakan citra DEM dilakukan melalui pengamatan terhadap orientasi kenampakan depresi karst dengan nilai parameter geometri dan kenampakan tren pola kelurusan topografi dari morfologi dari daerah karst tersebut. Hal ini

sebagaimana pernah dilakukan oleh Williams (1972) untuk menganalisis morfometri polygonal karst di daerah New Guinea. Analisis tersebut dilakukan dengan pengamatan terhadap orientasi depresi karst menggunakan citra penginderaan jarak jauh berupa *aerial photo* dan dilakukan beberapa pengukuran terhadap sumbu panjang, dan tren kelurusan topografi dapat diperkirakan dengan panjang kelurusannya (Williams, 1972). Menurut Williams (1972) penyelarasan terhadap arah aliran air pada proses pembentukan polygonal karst dapat diwakili oleh orientasi vektor yang bergabung dengan signifikansi kelurusan topografi dari keselarasan terhadap dengan parameter geometri vektor. Menurut Williams (1972), pola kelurusan topografi pada polygonal karst dapat diukur dan kemudian diakumulasikan ke rentang 0° hingga 180° yang selanjutnya divisualisasikan kembali tren data pola kelurusan tersebut kedalam bentuk rose diagram (Gambar 2.17).



Gambar 2.17 Hasil Plottingan Data Pola Kelurusan Topografi Polygonal Karst Pada Diagram Rose Di Daerah New Guinea (Williams, 1972)

BAB III

METODE PENELITIAN

Bab ini membahas mengenai seluruh metode yang digunakan dalam penelitian tugas akhir. Metode yang digunakan mencakup metode pendekatan secara observatif, analitik, dan interpretatif. Pendekatan secara observatif mencakup studi pendahuluan dan observasi terhadap data citra DEMNas dengan tujuan mengidentifikasi kajian terdahulu yang berkaitan dengan tema penelitian dan mengamati kenampakan bentang alam morfologi karst pada daerah penelitian. Pendekatan secara analitik mencakup analisis dan ekstraksi *lineament*, serta analisis terhadap geometri dan bentuk dolina. Analisis dan ekstraksi *lineament* bertujuan untuk menentukan arah umum utama dari kumpulan *lineament* dan mengidentifikasi persebaran serta pola kekar di daerah penelitian yang berkaitan dengan perkembangan dolina karst. Sedangkan analisis terhadap geometri dan bentuk dolina bertujuan untuk mengidentifikasi karakteristik dolina karst di daerah penelitian. Pendekatan secara interpretatif mencakup kerja studio dan pembuatan laporan hal tersebut bertujuan untuk memproses seluruh data yang telah dihimpun dan ditampilkan kembali baik dalam bentuk grafik ataupun model geologi di dalam laporan tugas akhir. (Gambar 3.1)

Tahapan		Kegiatan	Alat yang digunakan	Hasil
Studi Pendahuluan	Observatif	○ Kajian pustaka	Jurnal, prosiding, buku dan lain-lain.	Kajian mengenai bentang alam karst dan tektonik regional daerah penelitian
Observasi Lapangan		○ Observasi citra DEMNas.	Data citra DEMNas dengan resolusi 8 m, dan software <i>arcmap 10.4</i> .	Bentuk dan kenampakan dolina karst di permukaan serta pola persebarannya
Analisis Data	Analitik	○ Analisis Ekstraksi <i>Lineament</i> ○ Analisis <i>Lineament</i> ○ Analisis Geometri dan bentuk dolina	Software PCI Geomatica 2018 <i>Arcmap 10.4</i>	<i>Lineament</i> . Histogram dan Diagram rose Tabel dan chart dari luas, panjang, serta keliling
Kerja Studio		○ Pembuatan Peta ○ Pembuatan Model interpretatif dolina	<i>Software Arcmap 10.4</i> , <i>Corel Draw X8</i> ,	Peta <i>Lineament</i> , Peta Densitas <i>Lineament</i> dan Model interpretatif perkembangan dolina
Pembuatan Laporan	Interpretatif	○ Penulisan dan Bimbingan	a. <i>Microsoft word 2010</i> , <i>Corel Draw</i> . b. Hasil Analisis c. Laporan Tertulis	Laporan Tugas Akhir (Skripsi)

Gambar 3.1. Diagram Alir Penelitian Tugas Akhir

3.1 Studi Pendahuluan

Studi Pendahuluan merupakan data yang telah dihimpun dari penelitian terdahulu yang berkaitan dengan tema dari penelitian ini. Pengambilan data sekunder bertujuan untuk pengembangan pemahaman terhadap konsep dasar penelitian dan mengumpulkan informasi

yang berkaitan dengan tema penelitian. Data sekunder yang telah dihimpun mencakup bahasan mengenai studi geologi lokal yang terdiri dari tatanan tektonik, bentang alam morfologi karst dan karakteristik batugamping daerah penelitian. Data sekunder yang menjadi fokus utama ialah studi morfologi karst khususnya pada dolina karst. Sehingga pada akhirnya kumpulan data sekunder tersebut dapat menyediakan informasi yang baik, dan dapat mendukung hasil penelitian.

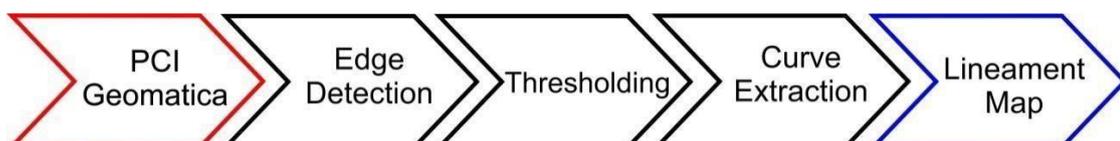
3.2 Observasi Citra DEMNas

Observasi terhadap citra DEMNas menggunakan data citra DEMNas dengan resolusi terbaru yakni 8 meter. Observasi ini bertujuan untuk proses identifikasi awal dalam menentukan jenis kenampakan morfologi karst yang berkembang pada daerah penelitian. pada penelitian ini jenis morfologi karst yang menjadi fokus penelitian adalah dolina karst. Melalui observasi awal ini dapat terlihat perkembangan serta persebaran dolina karst pada daerah penelitian.

3.3 Analisis dan Ekstraksi *Lineament*

Analisis kelurusan dilakukan untuk mengidentifikasi kehadiran struktur geologi di lapangan. Selain itu, kelurusan juga dapat digunakan untuk mengetahui pola persebaran strukturnya. Sebagai manifestasi dari struktur geologi bawah permukaan yang mencerminkan suatu proses tektonik di dalam kerak bumi, kelurusan dapat mengindikasikan adanya zona mineralisasi, distribusi air tanah, bencana geologi, potensi panas bumi dan gempa (Iqbal, M dan Juliarka, B.R., 2019). Pada fokus penelitian ini analisis *lineament* bertujuan untuk menganalisis pengaruh tektonik dan struktur geologi dalam perkembangan morfologi dolina karst pada daerah penelitian. Dalam melakukan analisis *lineament*, data yang digunakan yaitu *Digital Elevation Model* (DEM) berupa DEMNas yang telah dilakukan ekstraksi *lineament* secara otomatis. Setelah itu dilakukan analisis pendekatan dengan mengidentifikasi beberapa komponen yaitu, densitas, panjang dan orientasi dari *lineament*. Komponen-komponen dalam analisis *lineament* tersebut kemudian divisualisasikan menggunakan peta, dan diagram.

Ekstraksi *lineament* dilakukan secara otomatis dari citra satelit menggunakan teknik citra otomatis dengan bantuan software PCI Geomatica 2018. Metode yang digunakan untuk mendeteksi *lineament* secara otomatis dalam penelitian yaitu modul *line* dari perangkat lunak geomatica (Gambar 3.2). Modul LINE dari geomatica akan mengekstraksi fitur *linear* dari gambar dan merekam *polyline* dalam vektor menggunakan enam parameter algoritma dengan nilai default menurut Thannoun R.G. (2013).



Gambar 3.2. Bagan *Module LINE Algorithm*

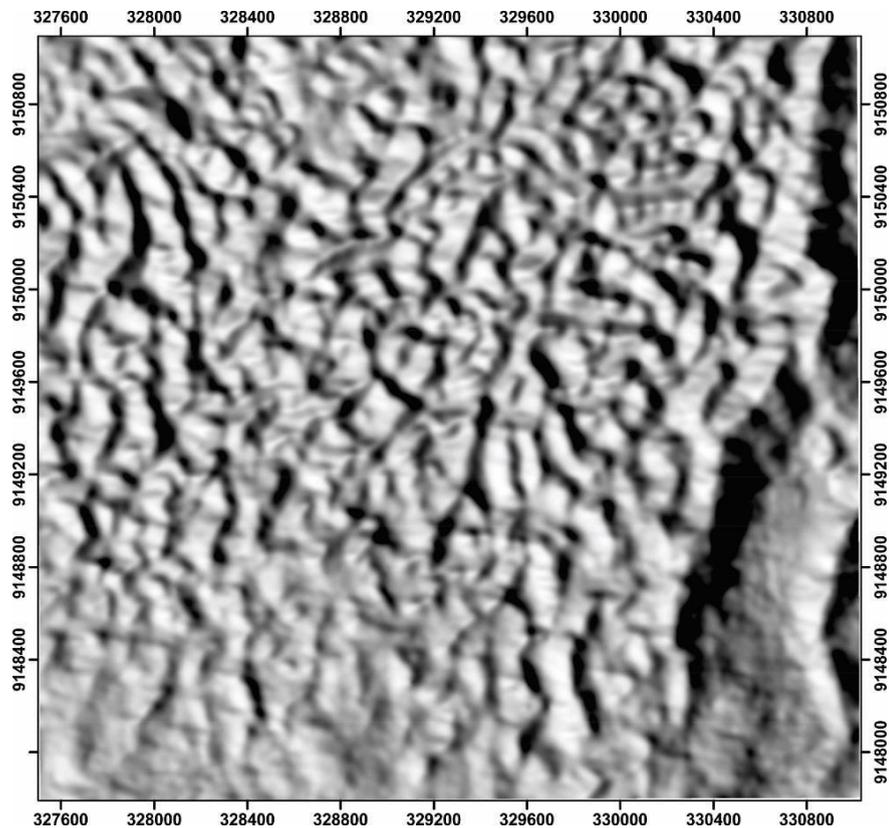
Berdasarkan PCI Geomatica User Guide (2011), Algoritma LINE terdiri dari tiga tahap yaitu pendeteksi tepi (*edge detection*), ambang batas (*thresholding*) dan ekstraksi kurva (*curve extraction*). Pada tahap pertama, *algoritma canny edge detection* diterapkan untuk menghasilkan citra akumulasi tepi. Pada tahap kedua, citra akumulasi tepi dilakukan *thresholding* (suatu proses mengubah citra berderajat keabuan menjadi citra biner atau hitam putih sehingga dapat diketahui daerah mana yang termasuk obyek dan *background* dari citra secara jelas) untuk mendapatkan *citra binary edge*. Setiap piksel yang bernilai satu pada *citra binary edge* merupakan elemen tepi. Nilai ambang diberikan oleh Parameter *Gradien Threshold* (GTHR). Pada tahap ketiga, kurva diekstraksi dari elemen *citra binary edge*. Langkah ini terdiri dari beberapa sub-steps. Pertama, algoritma *thinning* diterapkan pada *citra binary edge* untuk menghasilkan kurva piksel-wide skeleton. Setiap kurva dengan jumlah piksel kurang dari nilai parameter *Curve Length Threshold* (LTHR) dilewatkan dari proses berikutnya. Kurva hasil ekstraksi kemudian diubah menjadi bentuk vektor yang hasilnya berupa *polyline* yang merupakan pendekatan untuk piksel dari *citra binary edge*, dimana kesalahan maksimum (jarak antara keduanya) ditentukan oleh parameter *Line Fitting Threshold* (FTHR). Terakhir, diterapkan suatu algoritma untuk menghubungkan pasangan *polylines* yang memenuhi kriteria sebagai berikut: 1. Dua segmen yang merupakan dua *polylines* saling berhadapan dan memiliki orientasi yang sama (sudut antara dua segmen kurang dari parameter *Angular Difference Threshold* atau ATHR), 2. Dua segmen yang dekat satu sama lain (jarak antara titik akhir kurang dari parameter *Linking Distance Threshold* atau DTHR).

Pada daerah penelitian metode tersebut diterapkan dengan menggunakan DEM SRTM dengan resolusi 8m sebagai *base data* citra yang nantinya akan di ekstraksi pola kelurusan morfologinya (Gambar 3.3). *Base data* citra tersebut diproses kembali agar *hill shading* yang muncul dapat mempertegas kenampakan pola kelurusan morfologi pada citra. Proses tersebut dilakukan dengan menggunakan nilai parameter *azimut shading* dengan 4 macam nilai yakni 0°, 45°, 90°, dan 135°. Data DEM daerah penelitian yang sebelumnya telah di *hillshading* kemudian diproses pada PCI Geomatica dengan menggunakan 6 nilai parameter algoritma sebagai acuan dari proses mengekstraksi pola kelurusan daerah penelitian.

Enam parameter algoritma tersebut tersusun atas RADI, GTHR, LTHR, FTHR, ATHR, dan DTHR. RADI, merupakan parameter algoritma nilai radius dari piksel yang akan dikenai filter penajaman tepi morfologi. GTHR, merupakan parameter algoritma yang menampilkan nilai ambang gradien tepi. LTHR, merupakan parameter algoritma yang menampilkan nilai panjang minimum dari kumpulan piksel yang akan dihubungkan sebagai vektor kelurusan. FTHR, parameter algoritma yang menampilkan nilai ambang toleransi *error*. ATHR, merupakan parameter algoritma yang menampilkan nilai maksimum perbedaan sudut antar 2 vektor yang akan dihubungkan. Lalu, DTHR, merupakan parameter algoritma dengan nilai panjang maksimum antar 2 vektor (dalam piksel) yang akan dihubungkan. Berikut merupakan tabel nilai parameter algoritma yang digunakan untuk mengekstraksi pola kelurusan melalui citra DEM pada daerah Penelitian (Tabel 3.1).

Tabel 3.1 Parameter Algoritma Line pada Daerah Penelitian

Parameter	Nilai
RADI	5
GTHR	75
LTHR	10
FTHR	2
ATHR	20
DTHR	1

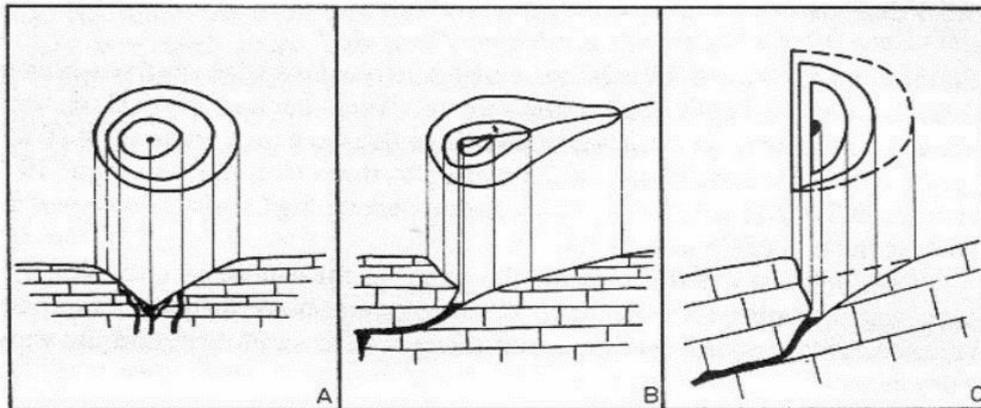


Gambar 3.3 DEMNas Daerah Penelitian (Tanpa Skala)

3.4 Analisis Geometri dan Bentuk Dolina Karst

Analisis geometri terhadap dolina karst bertujuan untuk mengidentifikasi karakteristik dolina berdasarkan parameter geometri berupa panjang, luas, keliling, dan elevasi. Metode yang digunakan dalam melakukan analisis geometri dolina karst menggunakan *software arcmap* 10.4 dengan menggunakan fitur *calculate geometry* terhadap *polygon* dolina karst yang sudah digitasi, sehingga dapat diperoleh hasil kalkulasi geometri berupa panjang, keliling, dan luas. Analisis geometri terhadap bentuk dolina karst bertujuan untuk mengidentifikasi kenampakan dolina karst yang terlihat di permukaan. Metode yang digunakan dalam melakukan analisis terhadap bentuk dolina adalah melalui pengamatan terhadap bentuk kontur dolina melalui peta dasar atau peta *basemap* dengan skala peta 1 : 20000. Identifikasi tersebut merujuk kepada klasifikasi dolina Bogli (1980) dalam Haryono(2004) mengenai pembagian bentuk dolina karst.

Bogli (1980) dalam Haryono (2004) membagi bentuk dolina menjadi tiga jenis yakni dolina simetris, dolina asimetri yang terkontrol oleh aliran permukaan, dan dolina asimetri yang terkontrol oleh perlapisan batuan (Gambar 3.3).



Gambar 3.4 Kenampakan lateral dan vertikal (A) doline simetri, (B) doline asimetri yang terkontrol oleh aliran permukaan, dan (C) doline asimetri yang terkontrol oleh perlapisan batuan (Bogli, 1980 dalam Haryono, 2004).

3.5 Kerja Studio

Tahapan ini mencakup pembuatan peta, pembuatan diagram hasil analisis geometri dolina karst dan rekonstruksi model perkembangan dolina karst daerah penelitian, serta pembuatan laporan tugas akhir. Hasil analisis dari data yang telah dihimpun pada tahap observatif hingga analitik. Pembuatan peta dan model perkembangan dolina karst mencakup beberapa tahapan yakni dimulai dengan mengekstraksi data DEMNas dengan resolusi 8 meter kedalam *software arcmap 10.4*. Kemudian hasil ekstraksi tersebut kemudian di *generate* agar mendapatkan data kontur dengan skala 1 : 20000 yang nantinya akan digunakan untuk *base data* dalam pembuatan *basemap* daerah penelitian. Ketika data kontur sudah di *generate* selanjutnya dilakukan *finishing touch* menggunakan aplikasi *CorelDraw X8*. Untuk diagram hasil analisis geometri dolina karst menggunakan *software Microsoft Excel* dengan menggunakan perhitungan statistik dasar yang ditampilkan dalam bentuk *table* dan *chart*. Pembuatan model perkembangan dolina karst diawali dengan menarik kesimpulan dari hasil analisis terhadap pola perkembangan *shear* yang didapatkan melalui ekstraksi *lineament* dan hasil observasi terhadap citra DEMNas. Selanjutnya hasil kesimpulan tersebut divisualisasikan melalui penggambaran model yang dibuat menggunakan *software CorelDraw X8*. Terakhir, seluruh peta dan model interpretatif yang telah dibuat ditampilkan kedalam laporan tugas akhir.

BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

Pada bab ini menjelaskan mengenai kondisi geologi lokal dan hasil penelitian mencakup geomorfologi, stratigrafi, struktur geologi, dan identifikasi dolina karst melalui analisis DEM pada daerah penelitian. Aspek yang digunakan dalam mengidentifikasi dolina karst yakni geometri dolina yang mencakup panjang, luas, dan keliling dolina, bentuk dolina, pola *shear*, dan proses pembentukan karst. Parameter terkait diberi penilaian kuantitatif dan kualitatif. Oleh karena itu, mendapatkan konklusi kuantitatif berupa grafik maupun interpretatif.

4.1 Geologi Lokal

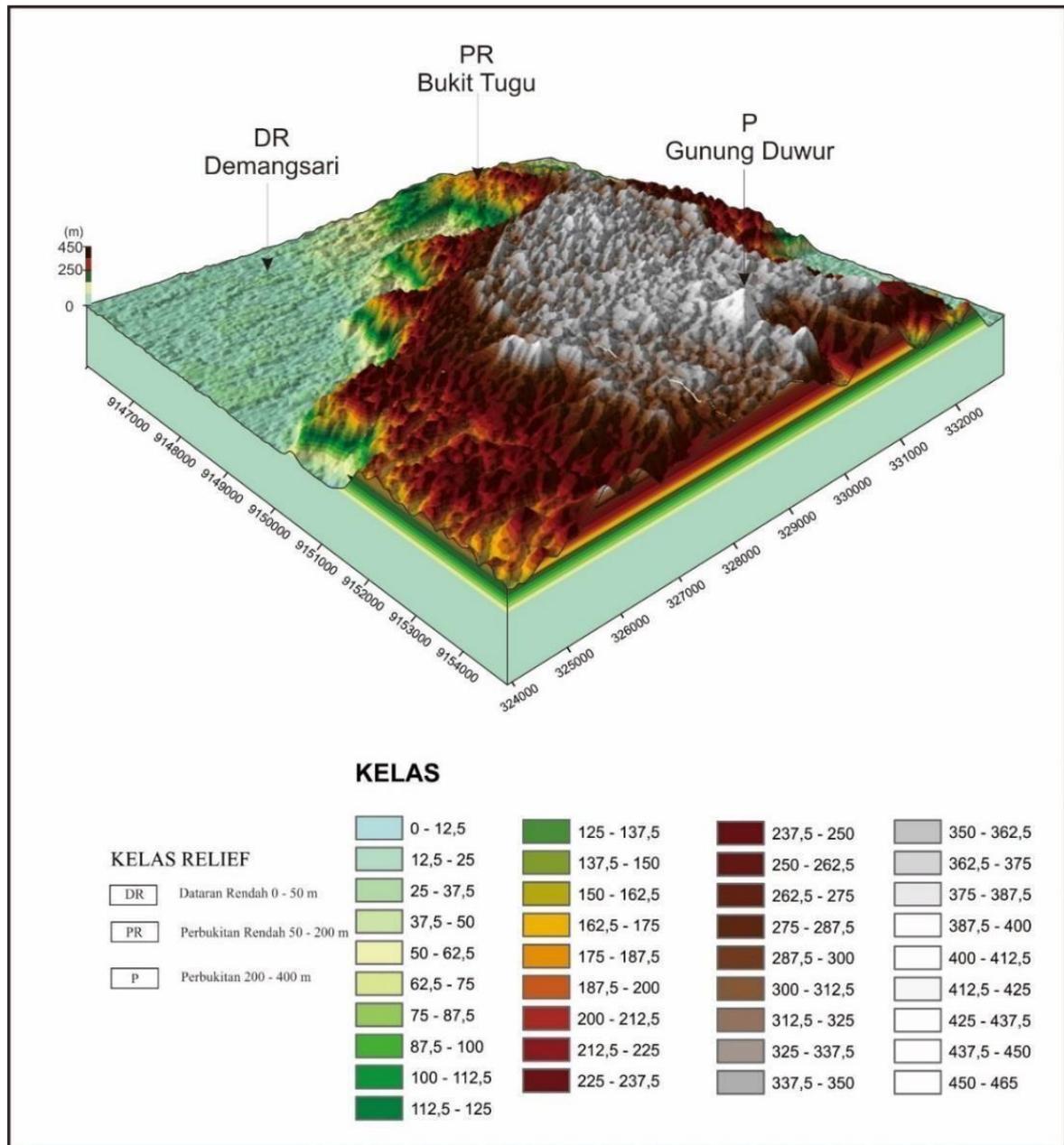
Geologi lokal menggambarkan dalam kondisi geologi daerah penelitian berdasarkan beberapa aspek geologi seperti geomorfologi, stratigrafi, dan struktur geologi. Aspek geomorfologi menjelaskan mengenai satuan geomorfik daerah penelitian yang didukung oleh kompilasi data secara kualitatif dan kuantitatif berdasarkan data elevasi morfologi dan kelerengan, serta proses geomorfik dan satuan geomorfik. Stratigrafi menggambarkan urutan pengendapan batuan dari tua ke muda dan lingkungan pengendapan batuan. Struktur geologi mengidentifikasi mengenai perkembangan struktur pada daerah penelitian.

4.1.1 Geomorfologi

Pengelompokan geomorfologi ditentukan berdasarkan empat aspek utama geomorfologi yakni aspek morfologi atau aspek fisik yang terdiri dari aspek morfografi dan morfometri, serta aspek geomorfik yakni proses endogen dan proses eksogen daerah penelitian (Huggett, 2017). Aspek geomorfik membahas mengenai morfologi daerah penelitian yang mana terbagi menjadi dua yakni aspek morfologi dan proses geomorfik. Morfologi menjelaskan aspek fisik berdasarkan morfografi dan morfometri pada daerah penelitian, Morfografi adalah aspek geomorfologi yang deskriptif pada suatu area dataran, perbukitan, pegunungan. Sedangkan analisis morfometri menggunakan penilaian kuantitatif terhadap bentuk lahan, sebagai aspek pendukung morfografi dan morfometri, sehingga klasifikasi semakin tegas dengan angka – angka yang jelas serta didasarkan atas kompilasi data kemiringan lereng. Proses geomorfik adalah suatu proses yang mempengaruhi terbentuknya suatu satuan geomorfik yang terbagi menjadi dua yaitu, proses geologi dan proses permukaan. Proses geologi yakni proses yang berasal dari aktivitas geologi pada daerah penelitian seperti, kontrol litologi dan kontrol struktur geologi yang merupakan produk dari aktivitas tektonik, sedangkan proses permukaan merupakan proses yang berasal dari permukaan seperti aktivitas denudasional berupa erosi dan transportasi, proses karstifikasi, sedimentasi serta proses fluvial.

Menurut Widyatmanti *et al.* (2016) pembagian elevasi morfologi daerah penelitian terdiri dari perbukitan yang memanjang dari arah barat laut – tenggara dan di dominasi oleh perbukitan – perbukitan karst. Elevasi permukaan di daerah penelitian yakni 0 – 450 m diatas

permukaan laut. Berdasarkan klasifikasi Widyatmanti (2016), daerah penelitian termasuk dalam morfologi dataran rendah – perbukitan. Berdasarkan hasil pengamatan di lapangan, elevasi tertinggi pada daerah penelitian berada di bagian selatan yakni Gunung Duwur yang berada di desa Watukelir dengan elevasi 400 mdpl, sedangkan elevasi terendah beradapada bagian barat laut, timur laut, dan tenggara dengan elevasi 0 – 50 mdpl.



Gambar 4.1 Diagram blok pada daerah penelitian proyeksi arah barat daya memperlihatkan morfologi dataran rendah, perbukitan, dan perbukitan karst

Dataran rendah merupakan relief yang memiliki elevasi paling rendah yang membentuk persebaran permukaan landai dengan nilai elevasi kisaran 0 – 50 m (Widyatmanti, 2016). Relief dataran ini tersebar di bagian barat laut dan tenggara pada daerah penelitian. Selain dilihat dari elevasi, karakteristik relief dataran rendah juga dapat diketahui dari nilai

kuantitatif lereng, dataran rendah pada daerah penelitian memiliki kelerengan yang landai dengan persentase 0-2% (Widyatmanti, 2016). Salah satu hasil identifikasi relief dataran rendah pada daerah penelitian terdapat di daerah Kaliputri dengan kenampakan berupa dataran rendah berlereng landai (Gambar 4.3).



Gambar 4.2 Kenampakan morfologi dataran rendah pada daerah Kaliputri dengan nilai azimuth foto N 247⁰ E

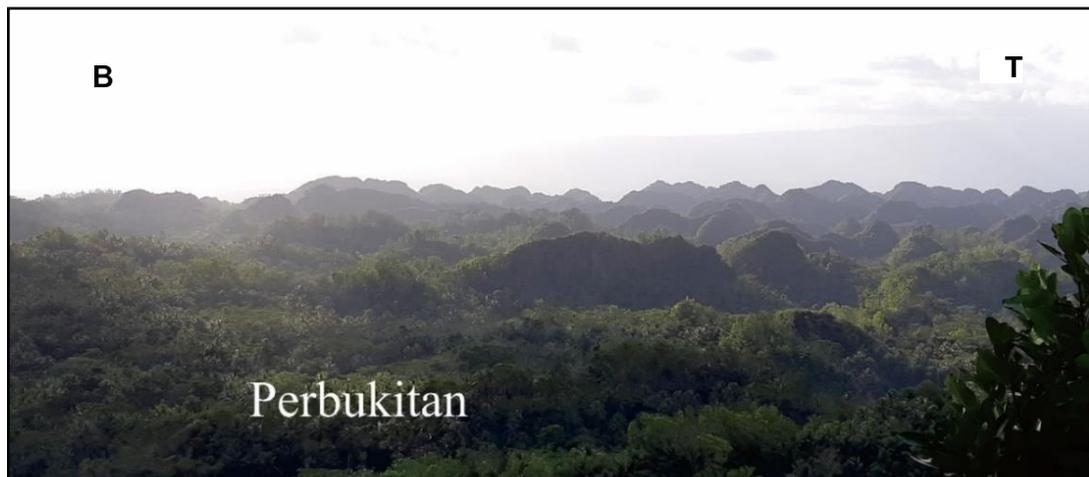
Perbukitan rendah adalah ekspresi bentukan morfologi yang terbentuk dari permukaan dengan elevasi 50 – 200 m (Widyatmanti, 2016) yang membentuk suatu bentuk perbukitan. Aspek kelerengan merupakan salah satu karakteristik dari morfologi perbukitan rendah, selain dari elevasi morfologi. Relief perbukitan rendah memiliki nilai persentase lereng 3-7% dengan karakteristik lereng landai (Widyatmanti, 2016). Berdasarkan karakteristik litologi, bentuk morfologi perbukitan rendah terdiri dari batuan yang kurang resistan seperti Batupasir dengan perselingan batulempung, napal, batulanau, dan batuserpih. Beberapa litologi tersebut mengalami erosi dan menyisakan batuan yang agak resistan kemudian membentuk permukaan bentuk lahan perbukitan rendah. Perbukitan rendah tersebar di bagian utara daerah penelitian. Salah satu hasil identifikasi relief dataran rendah pada daerah penelitian terdapat di daerah Panggangayam dengan kenampakan berupa perbukitan rendah. (Gambar 4.3).



Gambar 4.3 Morfologi perbukitan rendah dan dataran rendah pada daerah Panggangayam dengan nilai azimuth foto N 133⁰ E

Perbukitan karst merupakan bentuk lahan karst pada daerah penelitian yang membentuk suatu perbukitan dengan elevasi 200 – 350 meter. Relief perbukitan karst tersebar pada bagian tengah daerah penelitian dan dibentuk oleh litologi dari Formasi Kalipucang. Daerah penelitian memiliki persentase nilai 8 – 13 % dengan karakteristik lereng miring (Widyatmanti, 2016). Bentuk morfologi perbukitan karst juga dipengaruhi oleh litologi tersebut yang mengalami pelarutan dan menyisakan batuan yang lebih resistan sehingga membentuk morfologi perbukitan karst. Hasil identifikasi perbukitan karst pada daerah penelitian berada pada bagian tengah di Gunung Blabak, Gunung Anggasara, Gunung Silemu pada daerah Blabak (Gambar 4.5).

Perbukitan adalah kenampakan relief morfologi yang berasal dari kumpulan bukit yang membentuk suatu perbukitan dengan elevasi 200-500 meter (Widyatmanti, 2016). Kenampakan perbukitan tersebar pada bagian selatan daerah penelitian dan didominasi oleh litologi yang berasal dari Formasi Gabon. Morfologi perbukitan pada daerah penelitian memiliki nilai persentase lereng 8-13% dengan karakteristik lereng miring (Widyatmanti, 2016). Secara litologi bentuk morfologi perbukitan daerah penelitian terdiri dari batuan yang relatif lebih resistan seperti Breksi vulkanik, Tuff, serta adanya intrusi andesit. Litologi tersebut mempengaruhi terbentuknya bentuk morfologi perbukitan dengan terjadinya proses erosional dan menyisakan batuan yang lebih resistan, kemudian membentuk lahan morfologi perbukitan. Hasil identifikasi perbukitan pada daerah penelitian berada pada bagian selatan di daerah Watukelir (Gambar 4.4).



Gambar 4.4 Morfologi perbukitan dan perbukitan *conical* karst pada daerah Watukelir dengan nilai foto azimut N 340⁰ E

Klasifikasi kemiringan lereng menggunakan pengklasifikasian satuan geomorfik berdasarkan Widyatmanti *et al.* (2016). Pembagian klasifikasi kelas pada daerah penelitian menurut Widyatmanti *et al.* (2016) terbagi menjadi tiga (3) yakni datar – hampir datar, lereng landai, dan lereng miring. Pengklasifikasian kelas lereng pada daerah penelitian dibagi menjadi 3 (tiga). Kelas lereng dengan persentase 0 – 2% dengan bentuk lereng datar – hampir datar digambarkan dengan warna hijau muda dengan persebaran yang mendominasi hampir 65% pada daerah penelitian. Kelas lereng 3-7% dengan bentuk lereng landai

digambarkan dengan warna kuning, pada tingkat kemiringan tersebut adanya proses denudasional dengan intensitas gerak tanah yang relatif rendah. Tersebar hampir merata namun hanya kisaran 15%. Sedangkan kelas lereng dengan persentase 8-13% digambarkan oleh warna merah pada peta kelerengan dengan bentukan lereng miring tersebar merata pada elevasi 50 – 200 mdpl.

Proses geomorfik merupakan suatu hasil morfologi yang mengalami perubahan fisik dan kimia yang memberikan hasil bentukan lahan bumi. Proses geomorfik pada daerah penelitian umumnya dikontrol oleh proses endogen dan proses eksogen. Morfologi daerah penelitian dipengaruhi oleh aktivitas tektonik, hal ini terlihat dari pola persebaran Formasi Kalipucang yang tersebar pada elevasi >250 meter. Selama terbentuknya proses eksogen terdapat tiga faktor utama yang berperan aktif, ialah pelapukan, erosi, pelarutan, dan longsor yang dikenal sebagai proses denudasional. Aktifitas eksogenik ini dipengaruhi oleh beberapa faktor dalam pembentukannya diantaranya yang berperan aktif ialah pelapukan, erosi, pelarutan, dan longsor (Huggett, 2017).

Morfologi daerah penelitian selain dikontrol oleh faktor eksogenik, faktor orogenik juga berperan aktif dalam mengontrol pembentukan morfologi di daerah penelitian. Bahkan dapat diinterpretasikan bahwa faktor endogenik menjadi pengontrol morfologi utama di daerah penelitian. Faktor endogenik yang berperan berupa deformasi tektonik yang datang dari arah relatif Utara-Selatan. Penentuan klasifikasi satuan geomorfik menggunakan kombinasi dari beberapa klasifikasi yaitu klasifikasi Twidale *et al.*, (2002) untuk pola pengaliran, dan Widyatmanti *et al.*, (2016) untuk aspek morfografi yang dilihat berdasarkan nilai elevasi morfologi dan aspek morfometri yang dinilai berdasarkan aspek kelas lereng, tingkat kemiringan lereng, bentukan lereng serta Panjang dan geometri lainnya yang berkaitan dengan kelerengan.

Pada peta geologi menunjukkan adanya kontrol resistensi batuan yang mempengaruhi proses bentukan morfologi pada daerah penelitian. Hal tersebut dibuktikan dengan adanya morfologi tinggi seperti beberapa perbukitan pada daerah penelitian seperti Bukit Duwur, Bukit Arjuna dengan litologi berupa intrusi batuan beku andesit serta beberapa perbukitan karst dengan litologi satuan batugamping yang menunjukkan tingkat resistensi lebih tinggi. Sedangkan pada beberapa daerah lain memperlihatkan morfologi rendah dan berupa dataran yang tersusun atas litologi satuan batupasir, batuserpih yang memiliki tingkat resistensi lebih rendah. Teknik *overlay* tersebut menghasilkan beberapa satuan geomorfik yakni *denudational lowlands with flat slopes*, *hills with denuded sloping slopes*, *karst hill* dari hasil pelarutan, dan perbukitan dengan lereng miring terdenudasi.

Satuan geomorfik dataran rendah digambarkan dengan garis berwarna kuning pada gambar dan warna cokelat muda pada peta geomorfologi daerah penelitian. Satuan geomorfik dataran rendah menempati 25% dari total luas keseluruhan daerah penelitian, satuan ini menyebar di bagian barat laut, timur laut, serta tenggara pada daerah penelitian.

Satuan geomorfik dataran rendah memiliki karakteristik dengan lereng datar-landai terdenudasi yang berada pada elevasi 0-50 mdpl. Tingkat resistensi pada kondisi morfologi

ini sangat berpengaruh yang memiliki tingkat resistensi tinggi sehingga hampir keseluruhan dipengaruhi oleh hal tersebut. Satuan ini memiliki nilai kelas lereng datar – hampir datar (0 – 2%). Pada daerah Pringutul sampai Kalipucung, Rogodono, dan Rogodadi yakni dataran rendah berupa pemukiman penduduk dan hamparan sawah. Berikut merupakan gambaran dari bentukan satuan geomorfik dataran rendah dengan lereng datar – hampir datar terdenudasi (Gambar 4.5).



Gambar 4.5 Kenampakan morfografi dataran rendah pada daerah penelitian dengan nilai azimuth foto N 247⁰ E

Satuan geomorfik perbukitan rendah memiliki karakteristik dengan lereng landai terdenudasi yang berada pada elevasi 50 – 200 mdpl. Tingkat resistensi pada kondisi morfologi ini sangat berpengaruh yang memiliki tingkat resistensi rendah sehingga hampir keseluruhan dipengaruhi oleh hal tersebut. Morfologi dengan relief perbukitan rendah ini memiliki nilai kelas lereng landai (3 – 7%). Pada daerah Karanggondang, Tugu, sampai Bukit Kukus yakni termasuk perbukitan rendah. Proses eksogen pada daerah ini lebih kuat dan lebih dominan yakni seperti longsor dan erosi. Gambaran bentuk satuan geomorfik perbukitan rendah dengan lereng landai terdenudasi (Gambar 4.6).



Gambar 4.6 Kenampakan morfografi perbukitan rendah dan dataran rendah pada daerah penelitian dengan nilai azimuth foto N 133⁰ E

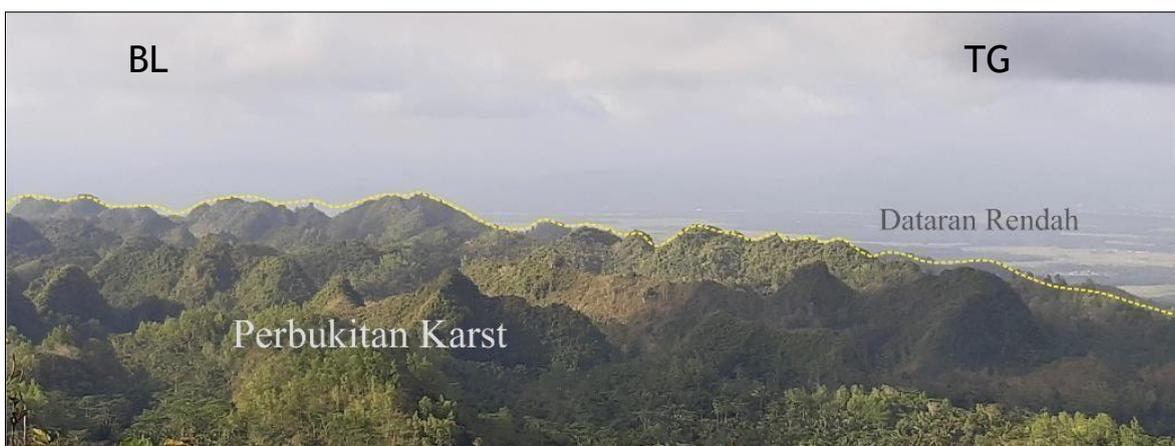
Satuan geomorfik perbukitan terisolir digambarkan dengan garis berwarna kuning pada gambar dan warna coklat gelap pada peta geomorfologi daerah penelitian. Satuan

geomorfik dataran rendah menempati 3% dari total luas keseluruhan daerah penelitian, satuan ini hanya terdapat di bagian selatan pada daerah telitian. Karakteristik pada satuan geomorfik dataran rendah memiliki jenis lereng miring terdenudasi yang berada pada elevasi 300 – 400 mdpl. Morfologi dengan relief perbukitan ini memiliki nilai kelas lereng landai (8 – 13%). Proses eksogen pada daerah ini lebih kuat dan lebih dominan yakni seperti longsor dan erosi. Gambaran bentuk satuan geomorfik perbukitan dengan lereng miring terdenudasi (Gambar 4.7).

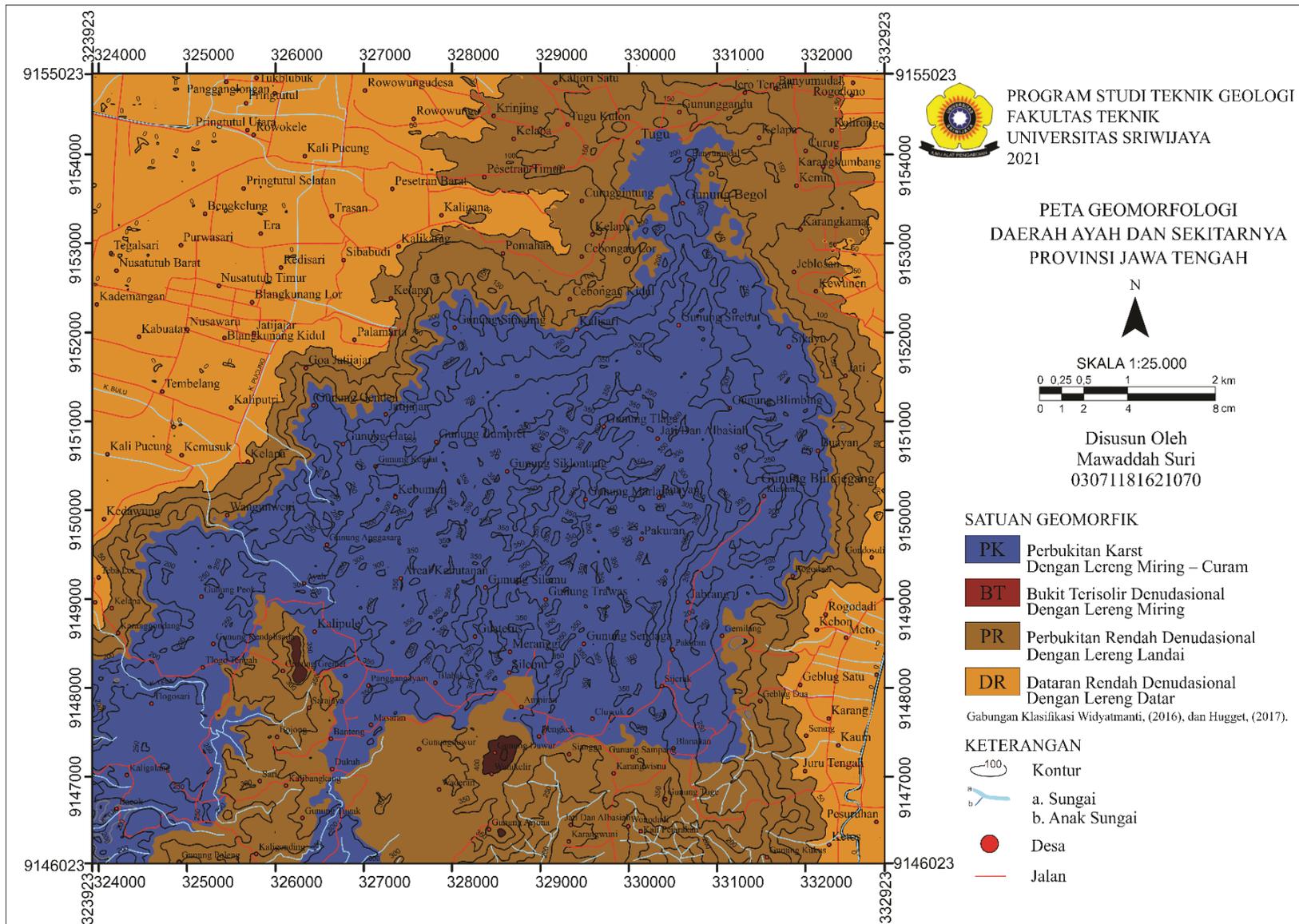


Gambar 4.7 Kenampakan morfografi bukit terisolir pada daerah penelitian dengan nilai azimut foto N 108⁰ E.

Satuan geomorfik perbukitan *conical* karst digambarkan dengan garis berwarna kuning pada gambar 4.16 dan warna biru pada peta geomorfologi daerah penelitian. Satuan geomorfik perbukitan *conical* karst menempati 51% dari total luas keseluruhan daerah penelitian, satuan ini menyebar di bagian selatan hingga utara daerah penelitian. Satuan geomorfik perbukitan *conical* karst memiliki karakteristik dengan lereng miring hasil pelarutan yang berada pada elevasi 200 – 350 mdpl. Morfologi dengan relief perbukitan karst ini memiliki nilai kelas lereng miring - curam (3 – 13%). Proses eksogen dan endogen pada daerah ini lebih kuat dan lebih dominan yakni seperti longsor, pembentukan goa serta adanya sungai bawah permukaan. Gambaran bentuk satuan geomorfik perbukitan karst hasil pelarutan dengan lereng miring – curam (Gambar 4.8).



Gambar 4.8 Kenampakan morfografi perbukitan *conical* karst dan dataran rendah pada daerah penelitian dengan nilai azimut foto N 045⁰ E.

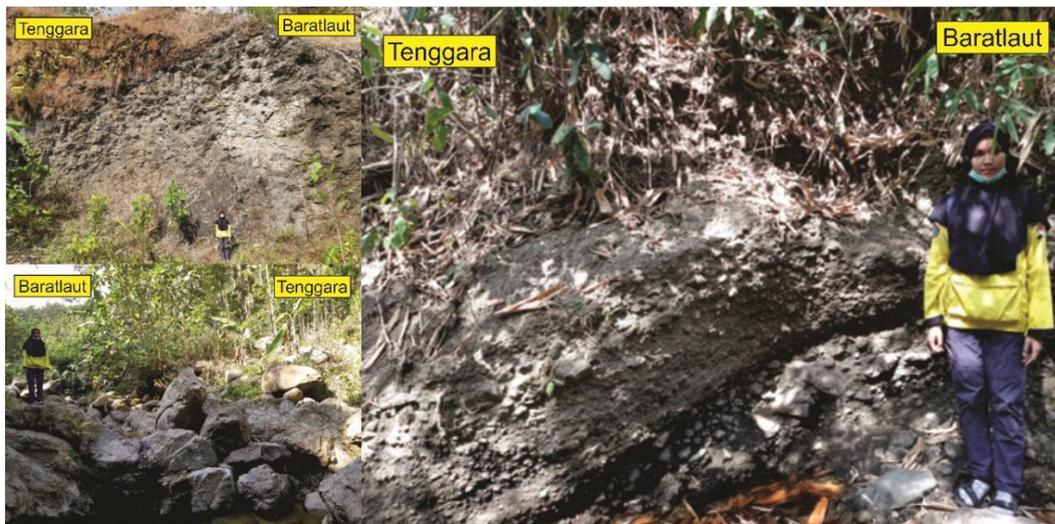


Gambar 4.9 Peta geomorfologi pada daerah penelitian.

4.1.2 Stratigrafi

Stratigrafi daerah penelitian dibagi menjadi beberapa formasi yang disusun oleh formasi dari tua ke muda yakni Formasi Gabon (Tomg), Intrusi *Dyke* Andesit (Tma), Formasi Kalipucang (Tmk), Formasi Halang (Tmph), dan Endapan Aluvial (Qa). Formasi Gabon tersusun atas litologi Breksi, Basalt, dan Tuff. Pada peta geologi digambarkan dengan warna cokelat, persebaran Formasi Gabon menempati sekitar 17% dari total keseluruhan. Kehadiran litologi didominasi oleh Breksi dengan fragmen Andesit dan massa dasar Batupasir, serta memiliki endapan piroklastik yang terdapat pada formasi ini.

Secara stratigrafi Formasi Gabon terendapkan tidak selaras dibawah Formasi Kalipucang, hubungan ketidakselarasan tersebut juga dibuktikan dengan data hasil observasi lapangan yang memvalidasikan bukti kontak formasi tidak selaras. Formasi Gabon tersusun atas litologi Breksi dengan fragmen Andesit (Gambar 4.10), Tuff (Gambar 4.11), dan Basalt (Gambar 4.12). Pada pengamatan megaskopis Breksi memiliki warna lapuk abu-abu gelap dan warna segarnya abu-abu, *poorly sorted*, fragmen pada batuan ini berupa andesit dengan matriks berupa batupasir dengan ukuran *coarse-medium sand*, dan semen berupa silikaan, *matrix supported fabric*, memiliki ukuran fragmen *cobble-pebble* 265-4 mm, dan memiliki bentuk fragmen *sub angular – angular*. Berdasarkan observasi lapangan, litologi Tuff memiliki warna lapuk putih kekuningan dan warna segar putih, memiliki ukuran butir *fine sand*, bentuk butir *rounded-subrounded*, serta memiliki sortasi *well sorted*. Litologi Basalt memiliki warna lapuk abu-abu cerah dan warna segar abu-abu gelap, granulitas afanitik.



Gambar 4.10 (A),(B),(C) Singkapan litologi breksi Formasi Gabon.

Litologi Tuff Formasi Gabon terdiri atas Tuff masif. Tuff tersebar sekitar 30% pada total keseluruhan Formasi Gabon daerah penelitian. Secara megaskopis tuff memiliki warna lapuk putih kekuningan dan warna segar putih, ukuran butir pada satuan batuan ini berupa *fine ash*, bentuk butir *rounded-subrounded*, dan memiliki sortasi *well-sorted* (Gambar 4.11). Litologi Basalt pada Formasi Gabon tersebar sekitar 5% pada total keseluruhan formasi gabon daerah penelitian. Secara megaskopis basalt memiliki warna lapuk hitam dan warna segar abu-abu gelap, granulitas pada basalt yakni afanitik (Gambar 4.12).



Gambar 4.11 (A),(B),(C) Singkapan tuff Formasi Gabon pada kondisi lapuk.



Gambar 4.12 (A) Singkapan Basalt dengan nilai azimut foto N 240⁰ E.

Intrusi andesit ini tersusun atas satuan Andesit Hornblend. Pada peta geologi digambarkan dengan warna magenta, persebaran Intrusi Andesit menempati sekitar 5% dari total keseluruhan. Secara megaskopis satuan andesit umumnya memiliki warna lapuk putih kekuningan dan warna segar putih, serta hadirnya beberapa mineral seperti plagioklas, hornblende, piroksen, dan kuarsa (Gambar 4.29). Granulitas fanerik, serta memiliki struktur masif. Andesit pada intrusi ini merupakan andesit porfiritik yang mana pada satuan tersebut adanya mineral hornblende yang memiliki ukuran yang lebih besar dari biasanya. Intrusi andesit daerah penelitian diinterpretasikan memiliki granulitas fanerik berupa mineral hornblend dengan ukuran relatif besar dikarenakan proses pengkristalan secara lambat pada saat proses intrusi terjadi.



Gambar 4.13 (A), (B) Singkapan intrusi Andesit dengan kondisi lapuk.

Formasi Kalipucang terdiri dari satuan batugamping masif pada daerah penelitian, menempati sekitar 55% total keseluruhan, dan digambarkan dengan warna biru pada peta geologi. Umur pengendapan formasi sekitar Miosen Tengah (Asikin *et al.* 1992). Formasi Kalipucang satuan batugamping masif tersusun atas *Wackestone*, *Packstone*, *Rudstone*, Gamping Kristalin, *Mudstone*, dan *Floatstone*. Secara megaskopis satuan batugamping umumnya memiliki warna lapuk putih kekuningan dan warna segar putih, serta hadirnya kristalin mineral kalsit dengan warna putih kekuningan.



Gambar 4.14 (A) Singkapan batugamping *rudstone*, (b) singkapan perselingan batugamping *rudstone* dengan kalkarenit, (c) singkapan batugamping *floatstone*, (d) singkapan batugamping *packstone*.

Litologi Kalkarenit memiliki warna segar putih, warna lapuk kuning, memiliki ukuran butir kalkarenit, mengandung butiran karbonat, memiliki struktur *parallel bedding*. *Floatstone* pada daerah penelitian hadir dengan kondisi lapuk. Memiliki warna segar putih

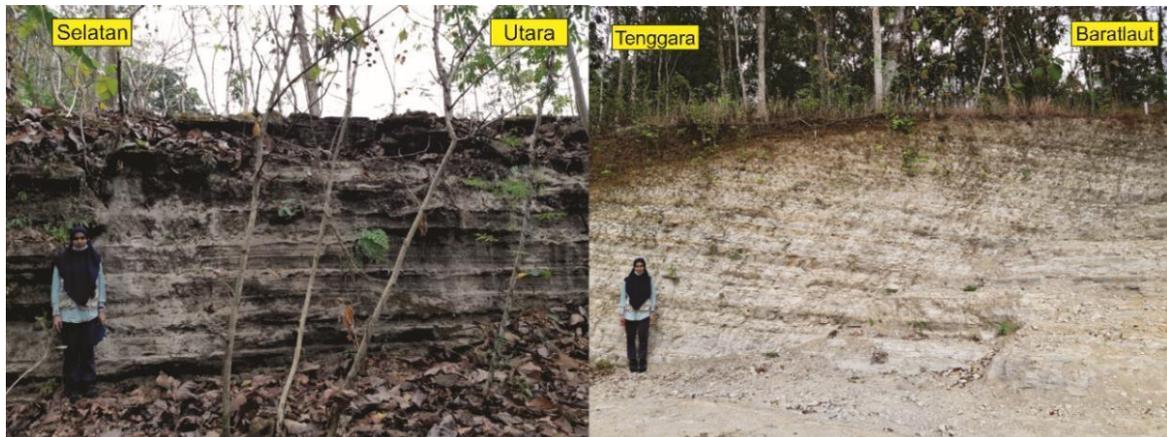
warna lapuk kuning-hitam, mengandung lumpur karbonat lebih sedikit, *grain supported*, mengandung komponen organisme. Litologi batugamping *Packstone* pada daerah penelitian hadir dalam kondisi lapuk. Memiliki warna segar putih, warna lapuk kuning-hitam, mengandung lumpur karbonat lebih sedikit, mengandung komponen organisme. Litologi batugamping kristalin pada lokasi pengamatan 89 dengan kondisi lapuk. Memiliki warna segar putih, warna lapuk hitam, karbonat, memiliki struktur lapies. pada kenampakan megaskopis memiliki warna lapuk putih kekuningan dan warna segar putih. Sedangkan, *rudstone* pada batugamping dengan kondisi lapuk memiliki warna segar putih, warna lapuk kuning-hitam, tidak mengandung lumpur karbonat, *grain supported* dengan ukuran butir >2 mm, mengandung komponen organisme >10% dengan ukuran fragmen >2 mm, memiliki struktur masif. memiliki warna lapuk putih kekuningan dan warna segar putih.



Gambar 4.15 (A) Singkapan batugamping *mudstone* (b) singkapan batugamping *wackestone* (c), (d) batugamping kristalin.

Formasi Halang menempati sekitar 17% dari total keseluruhan yang menyebar dari daerah Sibabudi sampai ke Rogodono bagian timur laut daerah penelitian. Formasi Halang tersusun atas litologi batupasir, batulanau, batuserpil, dan napal. Kehadiran satuan batuan didominasi oleh batupasir dengan perselingan batuserpil. Formasi halang litologi batupasir terdiri atas perselingan batupasir dengan batuserpil yang mana di dominasi oleh batupasir (Gambar 4.40). Berdasarkan megaskopis satuan batupasir memiliki warna kuning cerah pada kondisi *fresh* dan warna kuning kecokelatan pada keadaan lapuk, umumnya memiliki ukuran butir *coarse-very fine sand*, adanya semen karbonat pada satuan batupasir, dan relative kompak. Sedangkan pada batuserpil yang berupa perselingan umumnya memiliki warna abu-abu keputihan dan kuning cerah pada kondisi *fresh*, dan warna kuning dan abu-abu pada kondisi lapuk, memiliki ukuran butir *fine sand-very fine sand*, serta adanya struktur

menyerpih pada batuserpih. Pada satuan batupasir formasi halang terdapat beberapa struktur sedimen diantaranya *parallel lamination* dan *mud clast*.



Gambar 4.16 (A) Singkapan perselingan batupasir kasar & batupasir medium (B) Singkapan perselingan antara Batuserpih dan dominan Batupasir sangat halus.

Pada litologi Batupasir Formasi Halang adanya beberapa struktur sedimen berupa *parallel lamination*, *massive*, dan *mudclast* yang terdapat di lapangan, serta adanya sikuen pengendapan Bouma yang diindikasikan bahwa litologi batupasir Formasi Halang terendapkan dengan mekanisme pengendapan turbidit dan diinterpretasikan lingkungan pengendapannya berada di laut dalam dengan adanya hasil observasi lapangan berupa struktur sedimen. Interpretasi lingkungan pengendapan laut dalam didukung dengan *data paleobathymetry* yang didapatkan dari hasil analisis paleontologi pada organisme foraminifera benthonik yang ditemukan dalam bentuk fosil.

Perubahan litologi pada Satuan Batupasir Formasi Halang dapat teridentifikasi pada daerah Trasan yang menyebar ke arah utara dari daerah penelitian, pada daerah tersebut terjadi perubahan karakteristik batuan yang berubah cenderung menghalus, hal tersebut diinterpretasikan karena adanya arus turbidit. Ciri-ciri jalur di wilayah terkait menginterpretasikan dimensi ketebalan sedimentasi Batupasir yang cukup tebal dan semakin menuju Utara bertransformasi ke *pelagic deposit* dicirikan oleh kenampakan *Shalestone*, Batulanau, dan Napal dengan *grain size* berupa *very fine sand* hingga *mud*. sesuai observasi mengenai ciri-ciri jalur diinterpretasikan satuan Batupasir yang teridentifikasi di wilayah Trasan merupakan tipe *sand rich system deposit* dengan proses sedimentasinya ditentukan dari *high intensity energy level* (Nichols, 2009).

Pada litologi batuserpih masif dan *shalestone interbedded with sandstone*, di dominasi oleh batuserpih. Secara megaskopis batuserpih memiliki warna abu-abu dan kuning pada kondisi lapuk, warna putih dankuning keputihan pada kondisi *fresh*, dengan ukuran butir umumnya *fine sand-silt*, terdapat semen karbonat, ditandai dengan struktur menyerpih, serta memiliki tekstur kemas *matrix supported*.



Gambar 4.17 (A) Singkapan batuserpih masif dengan kondisi lapuk, (B) Singkapan perselingan antara batuserpih dengan batupasir dengan kondisi lapuk.

Litologi Napal tersebar $\pm 8\%$ dari keseluruhan luas Formasi Halang pada daerah penelitian yang berada di daerah Jeblosan dan sekitarnya. Berdasarkan pengamatan megaskopis satuan ini memiliki warna putih kekuningan pada kondisi *fresh*, warna kuning pada kondisi lapuk, memiliki ukuran butir *very fine sand-silt*, adanya semen karbonat, dan memiliki tekstur dengan kemas *matrix supported*. Kontak batuserpih secara megaskopis memiliki warna *fresh* abu-abu cerah dan warna cokelat pada kondisi lapuk, memiliki ukuran butir *very fine sand – clay, very well sorted*, memiliki semen karbonat, dan relatif kompak (Gambar 4.45).



Gambar 4.18 (A) Singkapan napal masif dengan kondisi lapuk, (B) Singkapan napal dan batuserpih dengan kondisi lapuk.

Litologi Batulanau tersebar $\pm 5\%$ dari keseluruhan luas Formasi Halang pada kawasan pemetaan di daerah Jeblosan. Berdasarkan analisis megaskopis satuan lanau memiliki warna abu-abu cerah pada kondisi *fresh* dan warna abu-abu gelap pada keadaan lapuk, umumnya memiliki ukuran butir *silt*, adanya semen karbonat pada satuan lanau, derajat pembundaran *sub rounded*, dan relatif kompak. Kontak litologi batupasir secara megaskopis memiliki warna *fresh* abu-abu cerah dan kondisi lapuk dengan warna cokelat, memiliki ukuran butir *very fine sand*, derajat pembundaran *sub rounded*, semen karbonat, dan relatif kompak.



Gambar 4.19 (A) Singkapan batulanau dan batupasir sangat halus.

Endapan aluvial didominasi oleh material sedimen yakni lempung, pasir, dan kerikil. Pada daerah penelitian sering ditemukan bentang lahan dataran aluvial yang telah menjadi hamparan sawah, lahan pertanian, dan telah dijadikan pemukiman penduduk oleh penduduk setempat. Material sedimen lepas pada endapan aluvial memiliki ukuran butir *gravel – clay*. Memiliki karakteristik warna pada lempung berupa abu-abu, material sedimen dengan ukuran butir pasir memiliki warna coklat-putih, dan material sedimen yang memiliki ukuran butir *gravel* dengan warna putih sampai abu-abu.



Gambar 4.20 (A),(B) Endapan Kuartar Aluvial daerah penelitian.

Pada geologi lokal terdapat tiga formasi yakni Formasi Gabon, Formasi Kalipucang, dan Formasi Halang. Beberapa formasi tersebut memiliki proses pembentukan dan karakteristik yang berbeda. Formasi Gabon menyebar pada bagian selatan daerah penelitian sekitar 17% yang terdiri atas satuan breksi vulkanik, tuff, dan basalt berupa endapan lava. Kemudian di atas Formasi Gabon terendapkan tidak selaras Formasi Kalipucang dengan jarak waktu yang lama, formasi ini menempati sekitar 55% dan memiliki beberapa jenis batugamping diantaranya *Wackestone*, *Packstone*, *Rudstone*, Gamping Kristalin, *Mudstone*, dan *Floatstone*. Selanjutnya Formasi Halang terendapkan selaras diatas Formasi Kalipucang (Gambar 4.50), memiliki karakteristik perselingan batu sedimen diantaranya Batupasir, Batuserpih, Napal, dan Batulanau, struktur sedimen berupa *parallel lamination*, *parallel bedding*, dan *mud clast*. Formasi Halang menyebar di bagian utara daerah penelitian sekitar 17%.

Berdasarkan Peta Geologi Lembar Banyumas oleh Asikin *et al.* (1992), Formasi Gabon terendapkan pada umur kala Oligosen Akhir – Miosen Awal, dan kemudian di intrusi oleh satuan andesit hornblende, Formasi Kalipucang terendapkan pada umur kala Miosen Tengah, serta Formasi Halang pada kala Miosen Akhir – Pliosen Awal. Hubungan antara Formasi Gabon dan Kalipucang merupakan formasi dengan hubungan yang tidak selaras.

Umur		Formasi	Litologi		Deskripsi	Lingkungan Pengendapan
Zaman	Kala		Satuan	Plutonik		
QUARTER	Holosen	Alluvial			Material sedimen klastik yang saat ini masih sedang proses pengendapan, yang utama tersusun atas fragmen klastik berupa kerakal kerikil, dan pasir.	<i>Alluvium</i>
	Plistosen					
TERSIER	Pliosen	Halang			Formasi yang tersusun atas Satuan Batupasir, Batulanau, Napal, Shale, dan Silt bersifat karbonatan. Formasi ini berupa penciri daerah laut dalam dengan adanya penyusun material garam karbonat serta fosil yang terendapkan pada batuananya.	Laut dalam
	Miosen	Kalipucang			Formasi yang tersusun atas Satuan Batugamping terumbu, klastik, dan kristalin. Berupa <i>Mudstone</i> , <i>Packstone</i> , <i>Wackestone</i> , <i>Floatstone</i> , <i>Rudstone</i> , dan Gamping Kristalin. Formasi ini berupa jenis daerah laut dengan adanya penyusun material garam karbonat.	<i>Marine</i>
		Gabon			Satuan Breksi dengan fragmen Andesit, Tuff Gelas, dan Endapan Lahar berupa Basalt. Formasi jenis gunung api purba dengan adanya penyusun material vulkanisme. Kemudian diintrusi oleh Andesit (Asikin, 1992).	Vulkanik
	Oligosen					

Gambar 4.21 Kolom stratigrafi daerah Ayah dan sekitarnya

Hubungan antar Formasi Gabon dan Formasi Kalipucang diinterpretasikan terendapkan secara tidak selaras. Ketika Formasi Gabon telah terendapkan terjadi proses transgresi muka air laut sehingga menyebabkan terbentuknya terumbu pada laut dangkal yang menjadi material penyusun batugamping pada Formasi Kalipucang (Gambar 4.58).

4.1.3 Struktur Geologi

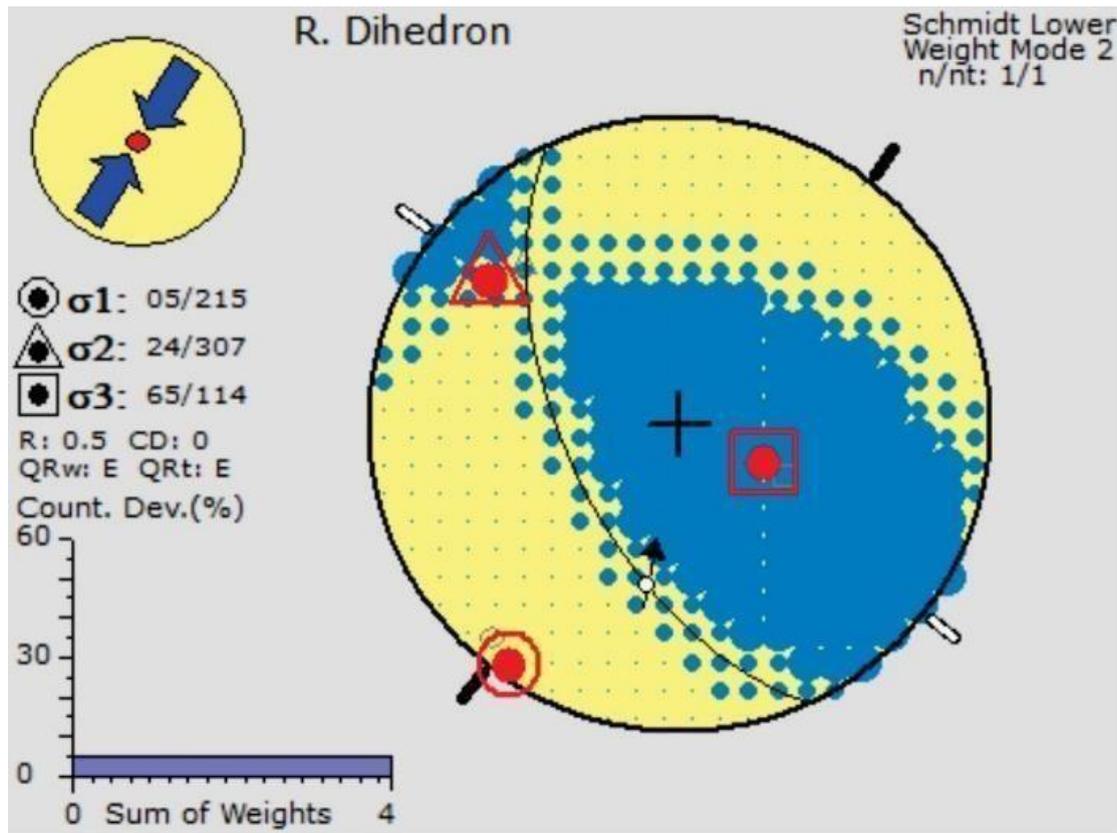
Merujuk kepada data primer, dan *geological structure* di wilayah penelitian terdiri dari sesar mendatar. Gaya tektonik mempengaruhi daerah penelitian dengan arah gaya utama yang berorientasi timur - barat sehingga menghasilkan struktural pada lapisan batuan daerah telitian. Interpretasi kehadiran struktur diketahui berdasarkan hasil analisis struktur secara regional, pola kontur, dan analisis data *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Hasil interpretasi tersebut juga berdasarkan dari hasil observasi singkapan di lapangan berupa hadirnya bukti-bukti yang terdapat di singkapan lapangan seperti sesar *minor*, dan perubahan kedudukan serta kemiringan lapisan satuan batuan yang bergeser.

Pada daerah penelitian terdapat struktur sesar, yaitu *Right Lateral Strike Slip Fault*. *Fault structure* yang terbentuk di wilayah tersebut berorientasi *NorthWest-SouthEast*. *Fault analysis* berdasarkan hasil berupa *slicken side* dan berdasarkan analisis *lineament* yang mengacu pada data DEM (*Digital Elevation Model*) dan dianalisis keduanya didalam stereografis. Penentuan klasifikasi jenis sesar mengacu kepada klasifikasi Fossen(2010) dengan menggunakan parameter dari data *pitch/rake* dan *dip* sesar. Sesar Kemit dengan nilai bidang sesar $N 155^{\circ} E / 60^{\circ}$, *plunge* 10° , *Pitch* 11° , dan *trend* $N 161^{\circ} E$. Berdasarkan hasil observasi lapangan kenampakan bidang sesar memiliki pergerakan relatif yakni *Inverse Dextral* atau pergerakan secara mendatar naik. Arah pada *slicken side* menunjukkan bahwa sesar Kemit merupakan tipe sesar mendatar dengan pergerakan mengangan (Gambar 4.22).



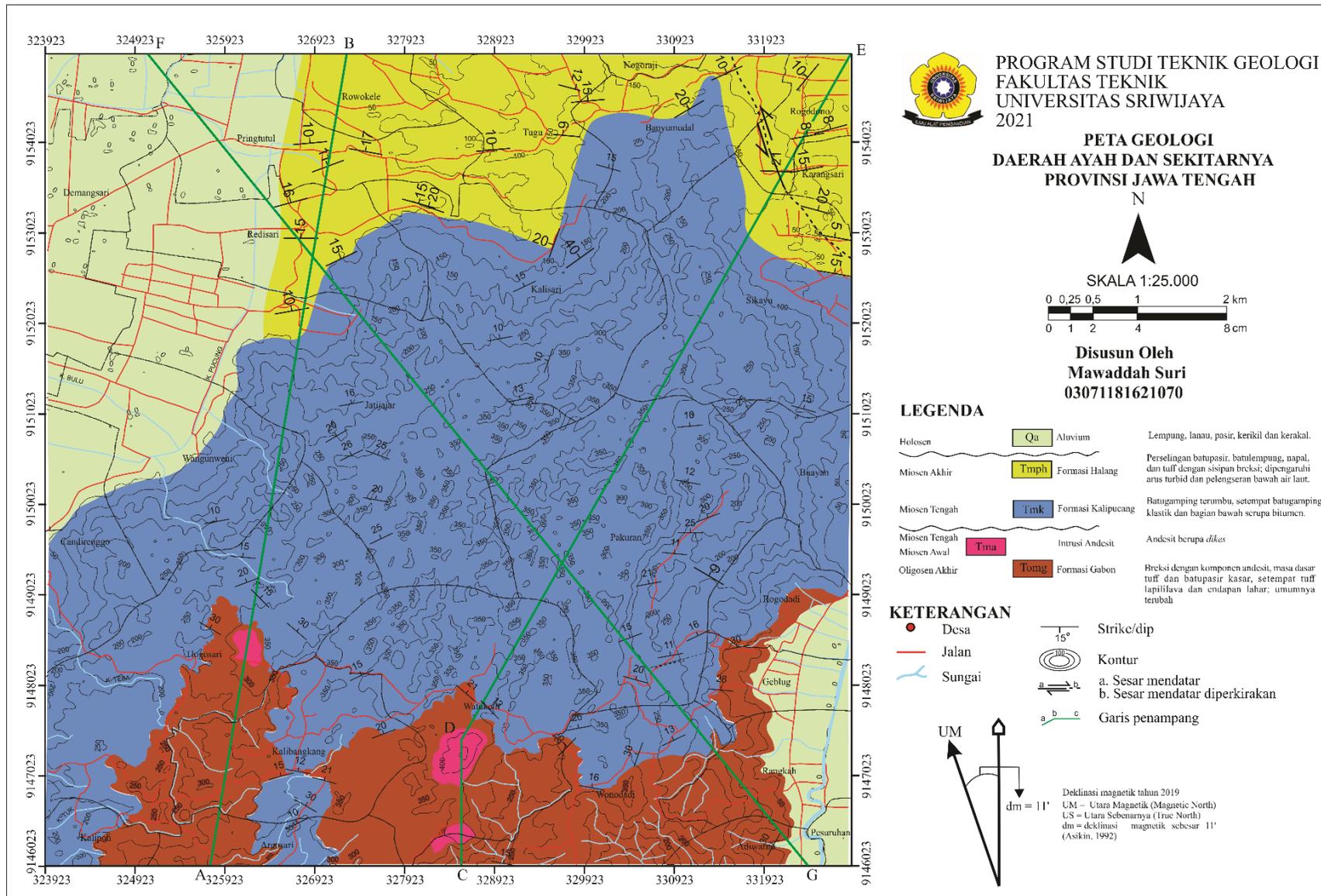
Gambar 4.22 (A) Indikasi sesar berupa *slicken side*, (B) Singkapan pada LP 34 dengan nilai azimut foto $N 348^{\circ} E$ Daerah Kemit sebagai penciri sesar mendatar kanan (dextral).

Data hasil pengukuran di lapangan kemudian diproyeksikan dalam analisis stereografis sehingga diperoleh *net slip* sebesar 45° , *maximum compression* (σ_1) $05^{\circ} / N 215^{\circ} E$, dan *minium compression* (σ_3) $65^{\circ} / N 114^{\circ} E$. Sesar Kemit merupakan jenis sesar *Strike Slip Fault*, berdasarkan klasifikasi Fossen (2010). Penentuan *fault structure* diidentifikasi melalui penggabungan antara hasil analisis citra DEM. Hal tersebut menggambarkan bahwa sesar Kemit berorientasi *NorthEast – Northwest*, pola kelurusan tersebut termasuk dalam pola Kebumen - meratus (Satyana, 2005) dengan orienasi *main compression East-West*.



Gambar 4.23 Hasil analisis stereografis sesar kemit

Berdasarkan hasil analisis struktur geologi daerah penelitian terdapat struktur geologi yakni Sesar Mendatar Kanan pada daerah Kremit. Struktur sesar yang berkembang pada daerah penelitian umumnya berorientasi Barat-Timur dan Timur Laut –Barat Daya hal tersebut dikarenakan adanya faktor gaya kompresi tektonik yang relatif berorientasi Utara-Selatan. Serta disebabkan oleh pergerakan subduksi lempeng benua Eurasia dengan lempeng samudera Hindia sehingga membentuk pola struktur Pulau Jawa yang relatif berorientasi Barat-Timur (Satyana, 2007). Konsep yang digunakan untuk mengidentifikasi pola perkembangan struktur geologi pada daerah penelitian yakni teori *wrench fault tectonics* Moody and Hill (1956). Konsep *wrench fault* mengacu pada sistem yang mana *pure shear* hanya dipengaruhi oleh gaya kompresi pada satu sumbu, tidak menyebabkan pergerakan rotasi arah objek yang dipengaruhinya. Sesar mendatar yang membentuk saling bersilangan dan berpasangan merupakan salah satu produk dari sistem *pure shear*. Deformasi tektonik pada daerah penelitian terjadi setelah seluruh pengendapan formasi batuan pada kala Miosen – Pliosen. Peristiwa tektonik konvergen membuat terbentuknya struktur sesar mendatar pada daerah penelitian. Sesar mendatar merupakan faktor dari *wrenching* yang terjadi disebabkan perbedaan intensitas frekuensi dan geometri dari sesar yang menggambarkan perbedaan pengakomodasian gaya dan *shortening* dari blok yang berbeda (Gambar 4.24) Peta Geologi Daerah Penelitian.

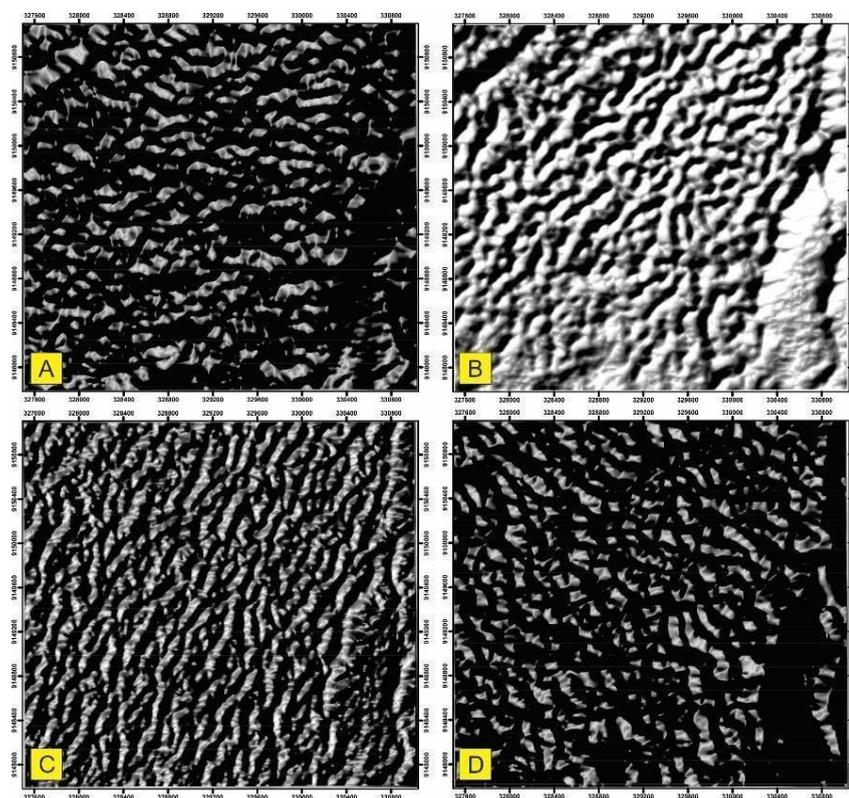


Gambar 4. 24 Peta geologi daerah penelitian (Suri, 2021).

4.2 Identifikasi Dolina Karst Melalui Analisis DEM

Subbab ini membahas tentang identifikasi proses pembentukan morfologi karst meliputi analisis morfometri serta aneka macam bentuk pelarutan dan proses perkembangannya melalui data DEMNas. Pembentukan morfologi karst dikontrol oleh faktor morfometri serta morfografi, litologi dengan taraf porositas serta permeabilitas tinggi, dan nilai elevasi serta kelerengan tinggi sehingga memungkinkan berkembangnya aliran air secara vertikal yang dapat mengakibatkan pelarutan dan mendorong pembentukan morfologi karst. Secara morfografi daerah penelitian termasuk ke pada perbukitan rendah dengan elevasi 176 – 200 meter serta perbukitan dengan elevasi 200 – 400 meter (Widyatmanti, 2016). wilayah penelitian memiliki nilai taraf kelerengan landai hingga miring menandakan tingkat pelarutan yang intens mengikis morfologi. berdasarkan hasil analisis citra Digital Elevation contoh (DEM) diinterpretasikan daerah karst daerah Ayah berupa Polygonal Karst.

Identifikasi pola kelurusan menggunakan *remote sensing* untuk menganalisis keterdapatan *geological structure* di kawasan tugas akhir. Dibutuhkan setidaknya kumpulan citra DEM dengan standar resolusi 8 m, lalu proses pengaturan azimuth dilakukan guna membagi kenampakan citra menjadi 360° , 315° , 270° serta 225° hal ini bertujuan untuk meng *highlight* secara rinci pola relief yang terbentuk dari setiap citra sesuai dengan arah azimuthnya masing-masing (Gambar 4.25).



4.25 Image relief lineament menggunakan empat sudut *sun azimuth* yakni: A. 360° , B. 315° , C. 270° , D. 225°

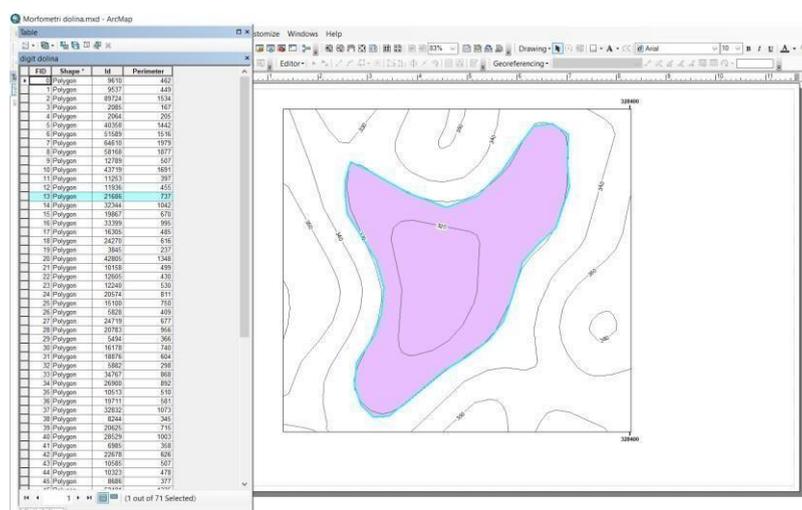
Mixing atau pencampuran seluruh citra yang sudah diproses sesuai arah azimuth yaitu 360° , 315° , 270° serta 225° . sesudah itu dilakukan ekstraksi secara otomatis menggunakan menggunakan empat nilai sudut sun azimuth dengan software, sehingga menghasilkan pola kelurusan sesuai dengan kenampakan citra yang ada.

4.2.1 Analisis Morfometri

Analisis morfometri mencakup geometri dolina, dan bentuk dolina pada daerah penelitian. Pengamatan geometri dolina melalui data DEMNas dengan interval kontur 10 meter yang selanjutnya diolah dari *software* Arcmap 10.4 sehingga menghasilkan *basemap* daerah penelitian (Lampiran A). Berdasarkan hasil pengamatan *basemap* didapatkan beberapa parameter geometri dolina diantaranya kedalaman elevasi dolina, keliling, dan luas dolina pada daerah penelitian. Sementara itu, terdapat dua jenis bentuk dolina pada daerah penelitian diantaranya bentuk simetri dan asimetri, bentuk asimetri dolina mendominasi pada daerah penelitian. Bentuk dolina simetri merupakan dolina dengan bentuk yang simetri pada proses pelarutannya dengan nilai lereng yang sama sedangkan bentuk asimetri merupakan bentuk dolina yang tidak simetri atau memiliki nilai lereng yang tidak sama. Geometri dolina daerah penelitian dinilai melalui tiga parameter berupa keliling, panjang, dan luas dolina karst. Pengklasifikasian dolina berdasarkan keliling menggunakan perhitungan keliling melalui ArcMap 10.4, dengan metode perhitungan bidang dan dimensi *polygon*. Total keseluruhan hasil pengukuran yakni 71 dolina yang teridentifikasi dan tergolong memiliki geometri bervariasi.

4.2.1.1 Keliling Permukaan Dolina

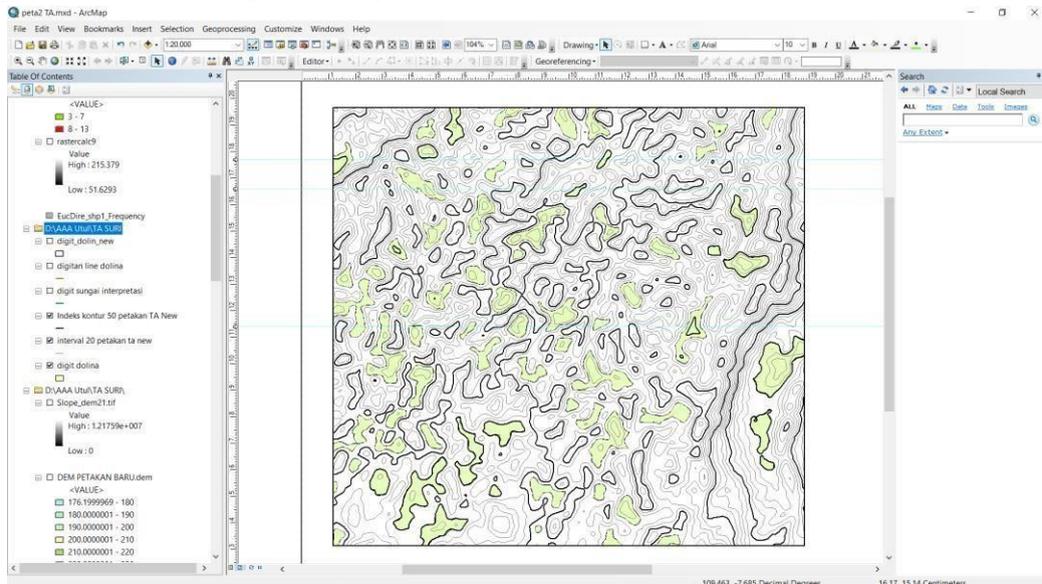
Pada sub-bab ini membahas tentang geometri berupa keliling dolina. Nilai keliling dolina didapatkan melalui hasil digitasi berbentuk *polygon* dua dimensi yang telah diidentifikasi dari *basemap* melalui ArcMap 10.4 yang mana terdapat nilai keliling permukaan dari dolina tersebut. Data dari nilai keliling permukaan ini direpresentasikan dalam bentuk tabel berupa hasil perhitungan digital *Calculate Geometry* pada *software* ArcMap 10.4 agar dapat dibaca dengan baik dan mudah. Pengukuran keliling dolina ini dilakukan agar mengetahui nilai kuantitatif dari morfometri dolina pada daerah penelitian. Klasifikasi keliling dolina dibagi menjadi rentang kelas 0.2 km pada penelitian ini (Gambar 4.26).



Gambar 4.26 Visualisasi perhitungan geometri keliling dolina melalui Arcmap 10.4

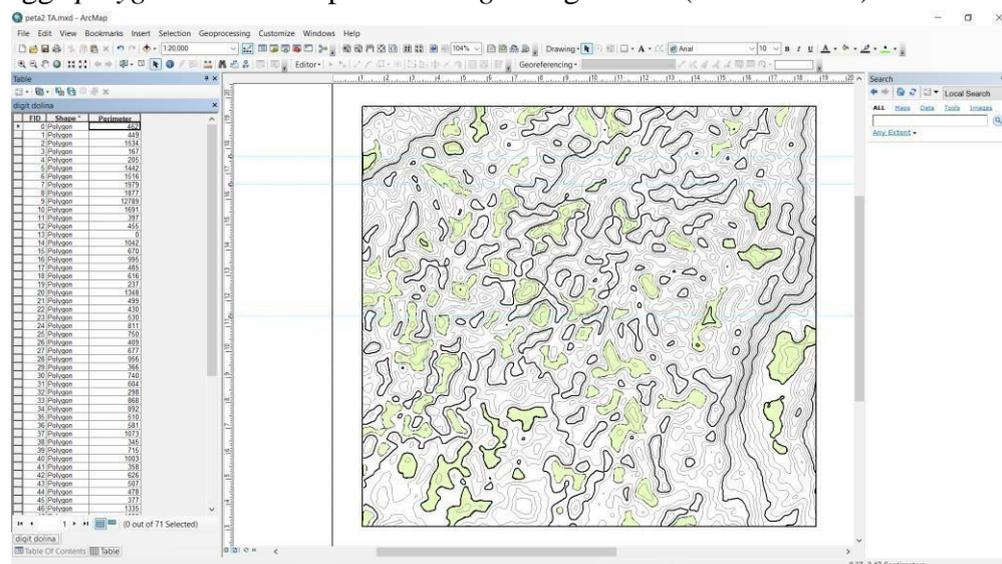
Mekanisme perhitungan *polygon* untuk pengukuran aspek geometri dolina khususnya pada aspek keliling dilakukan melalui prosedur analisis perhitung sebagai berikut :

1. Pembuatan digitasi *polygon* terhadap kenampakan kontur yang telah diinterpretasikan sebagai dolina, hal tersebut bertujuan agar data kontur yang telah diinterpretasikan tersebut dapat dikalkulasikan geometrinya (Gambar 4.27).



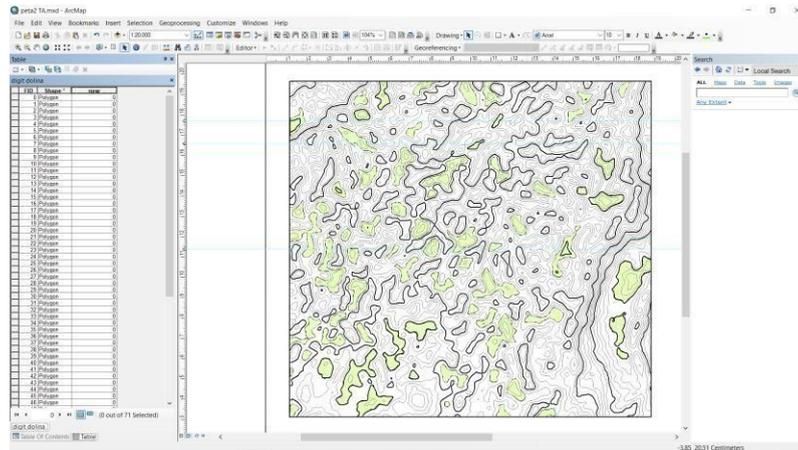
Gambar 4.27. Hasil Digitasi Pada Pola Kontur Di Daerah Peneliitian Yang Diinterpretasikan Sebagai Dolina

2. Selanjutnya, data *polygon* dolina yang telah dibuat di ditampilkan kembali dalam bentuk tabel sehingga *polygon* tersebut dapat di *manage* dengan baik (Gambar 4.28).



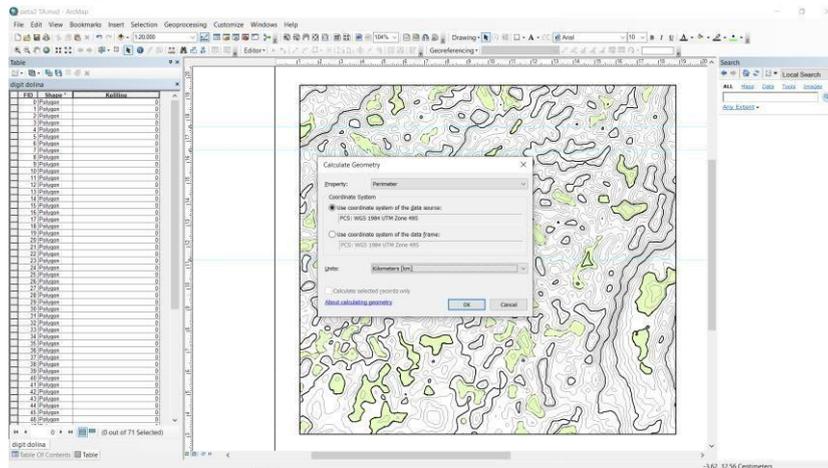
Gambar 4.28. Tabulasi data hasil digitasi *polygon* dolina daerah penelitian.

3. Lalu, pada tampilan tabel tabulasi data *polygon* tersebut, kita buat kolom tabel baru melalui fitur *add field* yang nantinya akan menjadi tempat hasil analisis perhitungan keliling dolina didaerah penelitian sehingga seluruh hasil analis tersebut akan tervisualisasi melalu tabulasi data yang telah disusun secara urut berdasarkan urutan digitasi *polygon* dolina pada pola kontur yang telah interpretasikan sebagai dolina (Gambar 4.29).



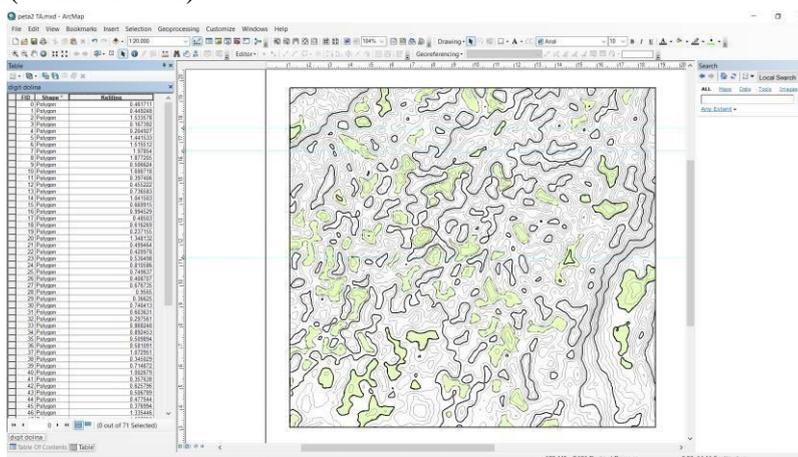
Gambar 4.29. Tampilan Tabel Untuk Hasil Analisis Keliling Polygon Dolina.

4. Pada tabel baru yang telah dibuat tadi, dilakukan perhitungan geometri dengan menggunakan fitur *calculate geometry* dan pilih *perimeter* sebagai pilihan aspek geometri yang akan dihitung (Gambar 4.30).



Gambar 4.30. Calculate Geometry Menggunakan Aspek Perimeter Polygon Dolina Daerah Penelitian.

5. Setelah itu, data hasil analisis keliling tersebut akan muncul pada tabel yang telah dibuat sebelumnya (Gambar 4.31).



Gambar 4.31. Hasil Analisis Keliling Dolina Menggunakan Fitur Calculate Geometry dengan aspek Perimeter.

Berdasarkan Tabel 4.1 hasil pengukuran keliling permukaan dolina karst terdapat 5 dolina yaitu 04, 05, 20, 33, dan 54 yang termasuk dalam rentang nilai keliling dolina 0.1 – 0.3 km, dolina tersebut menempati berkisar 7% dari total 71 dolina yang teridentifikasi pada daerah penelitian. Persebaran dolina tersebar di bagian Barat Laut dan Barat Daya daerah penelitian. Dolina dengan klasifikasi nilai keliling 0.3 – 0.6 km tersebar sebanyak 31 dolina yakni 01, 02, 10, 12, 13, 18, 22, 23, 24, 27, 30, 36, 37, 39, 42, 44, 45, 46, 49, 51, 52, 56, 57, 58, 59, 62, 64, 69, 70, dan 71 dengan nilai persentase 43.6% dari 71 dolina dan tersebar merata di seluruh daerah penelitian. Selanjutnya klasifikasi keliling dengan nilai rentang 0.6 – 0.9 km terdapat 17 dolina yakni 14, 16, 19, 25, 26, 28, 31, 32, 34, 35, 40, 43, 50, 60, 61, 67, dan 68 yang tersebar hampir merata pada daerah penelitian, kumpulan dolina tersebut memiliki persentase nilai sebesar 23.9 % dari total 71 dolina pada daerah penelitian.

Kemudian, terdapat 10 dolina dengan persentase 14% dari total keseluruhan dolina yang termasuk ke dalam klasifikasi keliling dengan nilai 0.9 – 1.2 Km. Kumpulan dolina tersebut tersebar dari Utara hingga Barat laut daerah penelitian. Kumpulan dolina tersebut tersusun atas dolina 15, 17, 29, 38, 41, 48, 53, 55, 63, dan 66. Selanjutnya pada klasifikasi keliling dengan nilai 1.2 – 1.5 km teridentifikasi 3 dolina yang tersusun atas 06, 21, dan 47. Ketiga dolina tersebut memiliki nilai persentase sebesar 4.2% dari total seluruh dolina daerah penelitian, dengan persebaran yang relatif menyebar pada bagian Utara dan Tenggara. Klasifikasi keliling dengan nilai rentang 1.5 – 1.8 km memiliki persentase dengan nilai 5.5% yang tersusun atas 4 dolina yakni 03, 07, 11, dan 65. Kumpulan dolina tersebut tersebar pada bagian Barat dan Timur daerah penelitian. Klasifikasi dengan nilai 1.8 hingga 2.1 km merupakan klasifikasi dengan nilai terbesar di daerah penelitian. Teridentifikasi 2 dolina yang termasuk ke dalam klasifikasi tersebut dengan nilai persentase sebesar 2.8% dan hadir pada bagian Barat Daya daerah penelitian. Berikut merupakan table rekapitulasi keliling dolina daerah penelitian (Tabel 4.1).

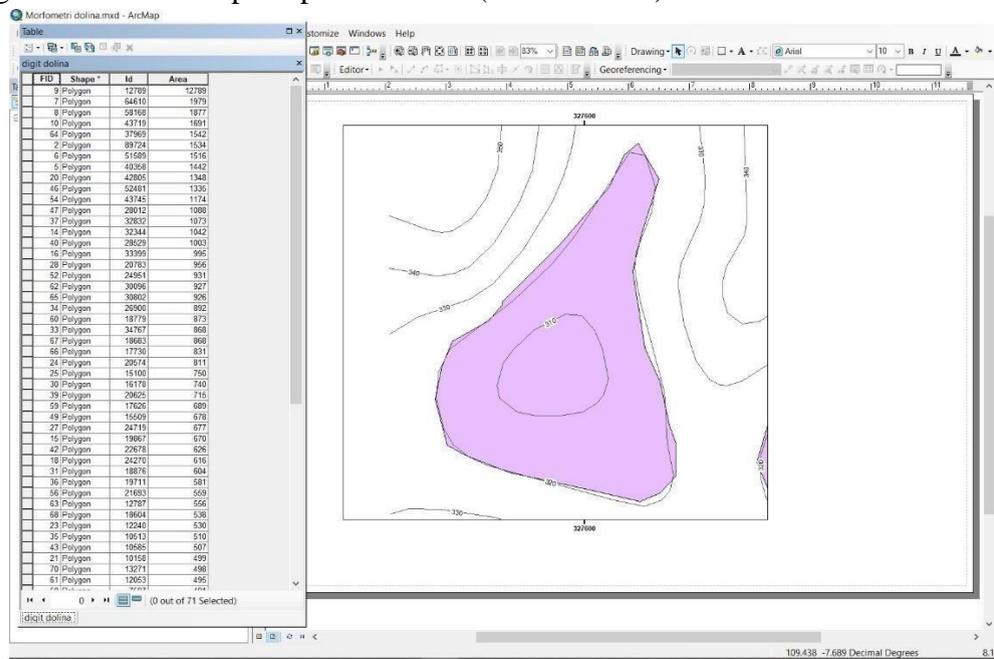
Tabel 4.1 Klasifikasi keliling dolina pada daerah penelitian

Klasifikasi Keliling (Km)	Identitas Dolina	Jumlah	Persentase
0.1 - 0.3	04, 05, 20, 33, 54	5	7.00%
0.3 - 0.6	01, 02, 10, 12, 13, 18, 22, 23, 24, 27, 30, 36, 37, 39, 42, 44, 45, 46, 49, 51, 52, 56, 57, 58, 59, 62, 64, 69, 70, 71	31	43.60%
0.6 - 0.9	14, 16, 19, 25, 26, 28, 31, 32, 34, 35, 40, 43, 50, 60, 61, 67, 68	17	23.90%
0.9 - 1.2	15, 17, 29, 38, 41, 48, 53, 55, 63, 66	10	14%
1.2 - 1.5	06, 21, 47	3	4,2%
1.5 - 1.8	03, 07, 11, 65	4	5.50%
1.8 - 2.1	8, 9	2	2.80%
TOTAL		71	100%

4.2.1.2 Luas Permukaan Dolina

Pada sub-bab ini membahas mengenai geometri berupa luas permukaan dolina. Nilai luas permukaan dolina didapatkan melalui hasil digitasi berbentuk *polygon* dua dimensi yang teridentifikasi dari *basemap* yang mana terdapat nilai luas permukaan dari dolina tersebut.

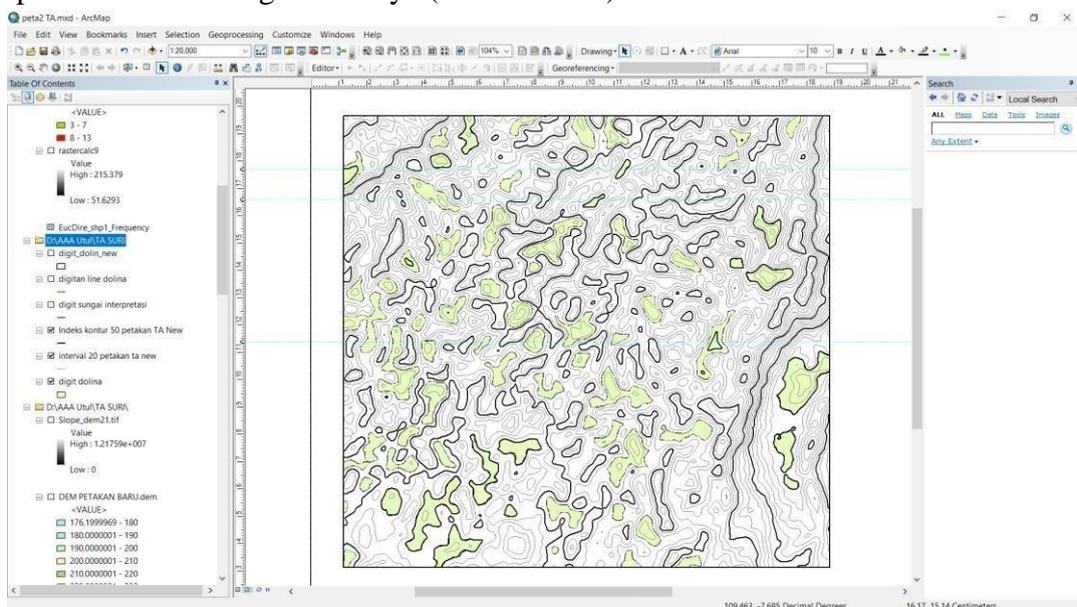
Data dari nilai luas permukaan ini direpresentasikan dalam bentuk tabel agar dapat dibaca dengan baik dan mudah. Pengukuran ini bertujuan agar mendapatkan nilai kuantitatif dari morfometri dolina pada daerah penelitian. Klasifikasi luas permukaan dolina dibagi menjadi rentang kelas 0.008 km^2 pada penelitian ini (Gambar 4.32).



Gambar 4.32 Visualisasi perhitungan geometri luas dolina melalui Arcmap 10.4

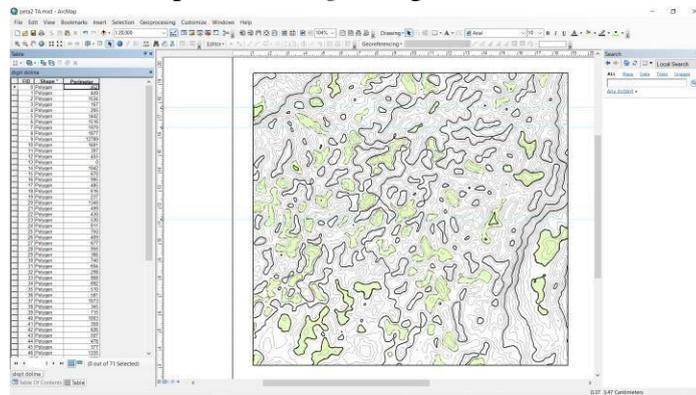
Mekanisme perhitungan *polygon* untuk pengukuran aspek geometri dolina khususnya pada aspek luas dilakukan melalui prosedur analisis perhitung sebagai berikut :

1. Pembuatan digitasi *polygon* terhadap kenampakan kontur yang telah diinterpretasikan sebagai dolina, hal tersebut bertujuan agar data kontur yang telah diinterpretasikan tersebut dapat dikalkulasikan geometrinya (Gambar 4.33).



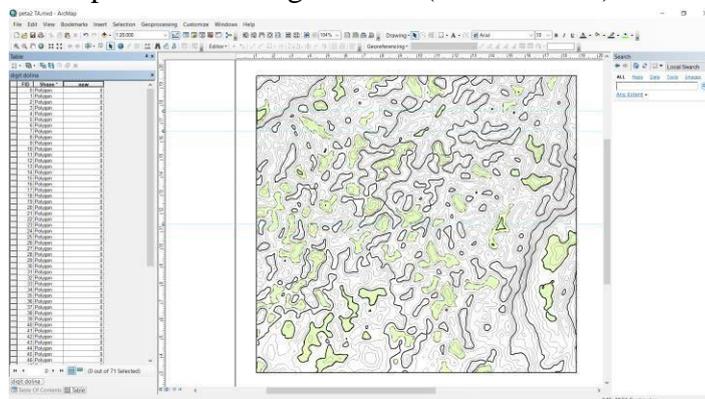
Gambar 4.33. Hasil Digitasi Pada Pola Kontur Di Daerah Penelitian Yang Diinterpretasikan Sebagai Dolina.

2. Selanjutnya, data *polygon* dolina yang telah dibuat di tampilkan kembali dalam bentuk tabel sehingga *polygon* tersebut dapat di *manage* dengan baik (Gambar 4.34).



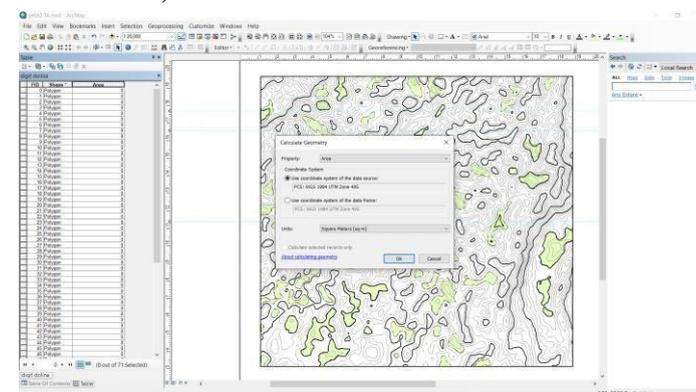
Gambar 4.34. Tabulasi data hasil digitasi *polygon* dolina daerah penelitian.

3. Lalu, pada tampilan tabel tabulasi data *polygon* tersebut, kita buat kolom tabel baru melalui fitur *add field* yang nantinya akan menjadi tempat hasil analisis perhitungan luas dolina di daerah penelitian sehingga seluruh hasil analisis tersebut akan tervisualisasi melalui tabulasi data yang telah disusun secara urut berdasarkan urutan digitasi *polygon* dolina pada pola kontur yang telah interpretasikan sebagai dolina (Gambar 4.35).



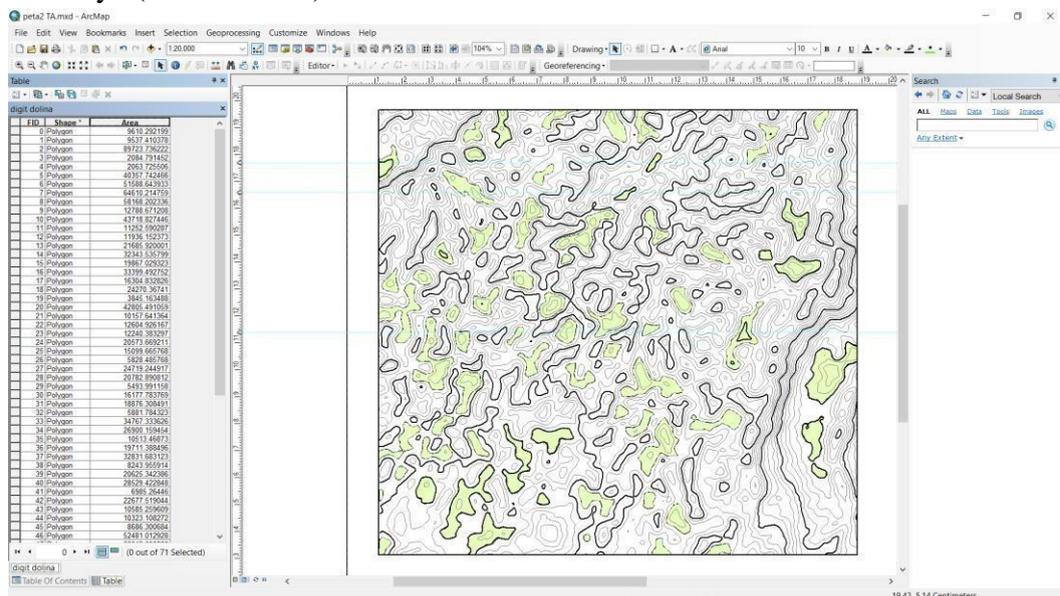
Gambar 4.35. Tampilan Tabel Untuk Hasil Analisis Luas *Polygon* Dolina.

4. Pada tabel baru yang telah dibuat tadi, dilakukan perhitungan geometri dengan menggunakan fitur *calculate geometry* dan pilih *area* sebagai pilihan aspek geometri yang akan dihitung (Gambar 4.36).



Gambar 4.36. *Calculate Geometry* menggunakan aspek *Area* Dolina Daerah Penelitian.

5. Setelah itu, data hasil analisis luas tersebut akan muncul pada tabel yang telah dibuat sebelumnya (Gambar 4.37).



Gambar 4.37. Hasil Analisis Luas Dolina Menggunakan Fitur *Calculate Geometry* dengan aspek *Area*.

Luas permukaan dolina karst daerah penelitian dihitung melalui ArcMap 10.4 dengan metode perhitungan bidang dan dimensi *polygon*. Berdasarkan Tabel 4.2, hasil dari pengukuran tersebut kemudian diklasifikasikan menjadi 9 bagian yang berdasarkan persebaran data dolina karst daerah penelitian. Pada hasil pengukuran dolina karst terdapat 20 dolina yaitu 1, 2, 4, 5, 20, 27, 30, 33, 39, 42, 46, 49, 51, 52, 54, 56, 58, 59, dan 70 yang termasuk dalam klasifikasi dengan nilai luas dolina karst 0.002 – 0.01 Km². Dolina tersebut menempati berkisar 28.2 % dari total 71 dolina yang teridentifikasi pada daerah penelitian. Kumpulan dolina tersebut tersebar hampir merata pada daerah penelitian. Dolina dengan klasifikasi nilai luas 0.01 – 0.018 Km² tersebar sebanyak 17 dolina yakni 10, 12, 13, 18, 22, 23, 26, 31, 36, 44, 45, 50, 60, 62, 64, 67, dan 71 dengan nilai persentase 23.9 % dari 71 dolina dan tersebar merata di seluruh daerah penelitian. Selanjutnya klasifikasi luas dengan nilai rentang 0.018 – 0.026 Km² terdapat 15 dolina yakni 14, 16, 18, 19, 25, 28, 32, 37, 40, 43, 53, 57, 61, 68, dan 69 yang tersebar hampir merata pada daerah penelitian, kumpulan dolina tersebut memiliki persentase nilai sebesar 21% dari total 71 dolina pada daerah penelitian.

Kemudian, pada Tabel 4.2 terdapat 8 dolina dengan persentase 11.3% dari total keseluruhan dolina yang termasuk ke dalam klasifikasi luas dengan nilai 0.026 – 0.034 Km². Kumpulan dolina tersebut tersebar dari Utara hingga Barat-Timur daerah penelitian. Kumpulan dolina tersebut tersusun atas dolina 15, 17, 35, 38, 41, 48, 63, dan 66. Selanjutnya pada klasifikasi luas dengan nilai 0.034 – 0.042 Km² teridentifikasi 3 dolina yang tersusun atas 06, 34, dan 65. Ketiga dolina tersebut memiliki nilai persentase sebesar 2.8% dari total seluruh dolina daerah penelitian, dengan persebaran yang relatif menyebar pada bagian Barat & Timur. Klasifikasi luas dengan nilai rentang 0.042 – 0.050 Km² memiliki persentase dengan nilai 4.2% yang tersusun atas 3 dolina yakni 11, 21, dan 55. Kumpulan dolina tersebut tersebar pada bagian Barat Daya hingga Barat daerah penelitian. Dolina dengan kode 7 dan 47 termasuk kedalam Klasifikasi luas dengan nilai 0.050 hingga 0.058 Km².

Tabel 4.2 Klasifikasi luas dolina pada daerah penelitian

Klasifikasi Luas (Km ²)	Identitas Dolina	Jumlah	Persentase
0.002 – 0.01	1, 2, 4, 5, 20, 27, 30, 33, 39, 42, 46, 49, 51, 52, 54, 56, 58, 59, 70	20	28.2 %
0.01 – 0.018	10, 12, 13, 18, 22, 23, 26, 31, 36, 44, 45, 50, 60, 62, 64, 67, 71	17	23.9 %
0.018 – 0.026	14, 16, 18, 19, 25, 28, 32, 37, 40, 43, 53, 57, 61, 68, 69	15	21 %
0.026 – 0.034	15, 17, 35, 38, 41, 48, 63, 66	8	11.3 %
0.034 – 0.042	6, 34, 65	3	2.8 %
0.042 – 0.050	11, 21, 55	3	4.2 %
0.050 – 0.058	7, 47	2	2.8 %
0.058 – 0.066	8, 9	2	2.8 %
>0.066	3	1	1.4 %
TOTAL		71	100%

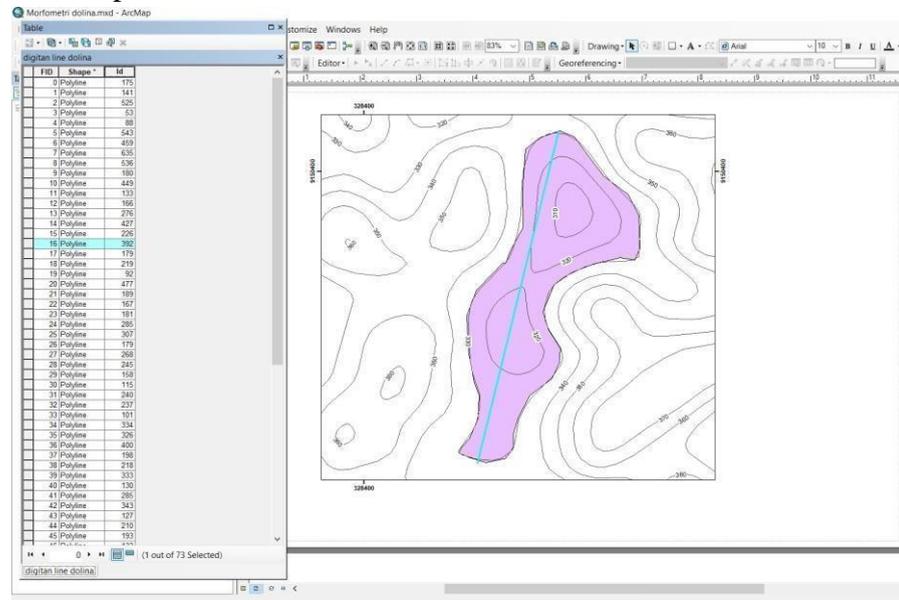
Kumpulan dolina tersebut memiliki nilai persentase sebesar 2.8% dari total keseluruhan dolina yang teridentifikasi pada daerah penelitian, dan hadir pada bagian Tenggara daerah penelitian. Selanjutnya, teridentifikasi 2 dolina yakni dolina 8 & 9 yang termasuk pada klasifikasi luas dengan nilai 0.058 hingga 0.066 Km². Kedua dolina tersebut memiliki persentase sebesar 2.8% dari total keseluruhan dolina yang teridentifikasi pada daerah penelitian. Persebaran dolina tersebut tersebar pada bagian Selatan dan Barat. daerah penelitian. Klasifikasi luas dolina dengan nilai >0.066 Km² merupakan klasifikasi luas dengan nilai terbesar yang berhasil diidentifikasi pada daerah penelitian. pada klasifikasi ini terdapat dolina dengan kode dolina 3 yang termasuk kedalam klasifikasi tersebut. Dolina ini memiliki nilai persentase sebesar 1.4% dari total seluruh dolina pada daerah penelitian dan tersebar di bagian timur dari daerah penelitian. Berikut merupakan tabel rekapitulasi keliling dolina daerah penelitian (Tabel 4.2).

4.2.1.3 Panjang Dolina

Pada sub-bab ini membahas tentang geometri berupa panjang dolina. Nilai panjang dolina didapatkan melalui hasil digitasi berbentuk *polyline* satu dimensi yang telah diidentifikasi dari *basemap* yang mana terdapat nilai panjang dari dolina tersebut. Data dari nilai panjang ini direpresentasikan dalam bentuk tabel agar dapat dibaca dengan baik dan mudah. Pengukuran panjang dolina ini dilakukan agar mengetahui nilai kuantitatif dari morfometri dolina pada daerah penelitian. Klasifikasi panjang dolina dibagi menjadi rentang kelas 100 m pada penelitian ini (Gambar 4.38).

Panjang permukaan dolina karst dianalisis menggunakan metode perhitungan *polyline* dengan mengambil rentang terpanjang dari permukaan dolina. Berdasarkan Tabel 4.3 hasil dari pengukuran tersebut kemudian diklasifikasikan menjadi 6 bagian, hal tersebut berdasarkan atas persebaran data dolina. Pada hasil pengukuran dolina karst terdapat 15 dolina yaitu 2,4,5,12,20,33,39,42,45,46,49,51,54,56, dan 58 yang termasuk dalam klasifikasi dengan nilai panjang dolina 50 – 150 meter. Dolina tersebut menempati berkisar 21.13% dari total 71 dolina yang teridentifikasi pada daerah penelitian. Dolina dengan klasifikasi nilai keliling 150 - 250 meter tersebar sebanyak 30 dolina yakni 1, 10, 13, 16, 18, 19, 22, 23,24, 27, 29, 30, 31, 32, 36, 37, 43, 44,50, 52, 57, 59, 60, 61, 62, 64, 67, 69, 70 dan 71 dengan

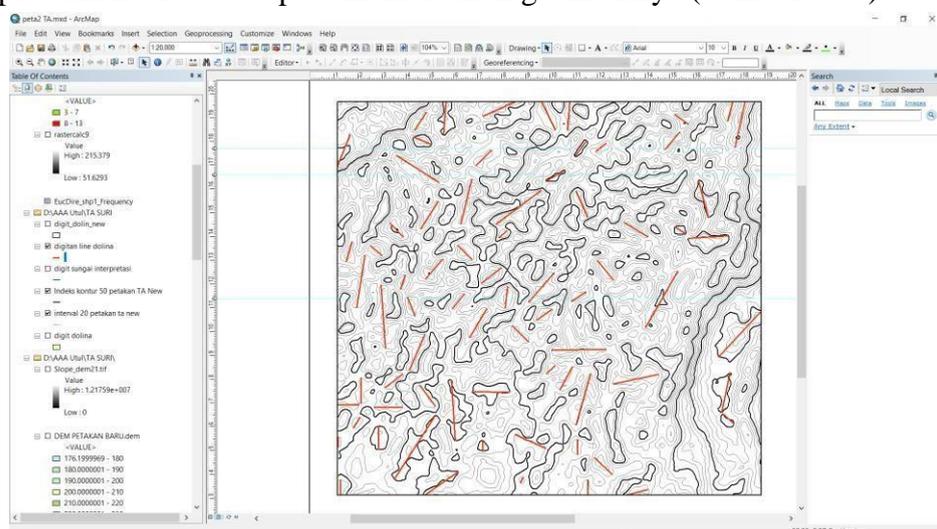
nilai persentase 42.25% dari 71 dolina dan tersebar merata di seluruh daerah penelitian. Selanjutnya klasifikasi keliling dengan nilai rentang 250 – 350 meter terdapat 13 dolina yakni 14,25,26,28,34,35,38,40,41,53,63,66, dan 68 yang tersebar hampir merata pada daerah penelitian, kumpulan dolina tersebut memiliki persentase nilai sebesar 18.31% dari total 71 dolina pada daerah penelitian.



Gambar 4.38 Visualisasi perhitungan geometri panjang dolina melalui Arcmap 10.4

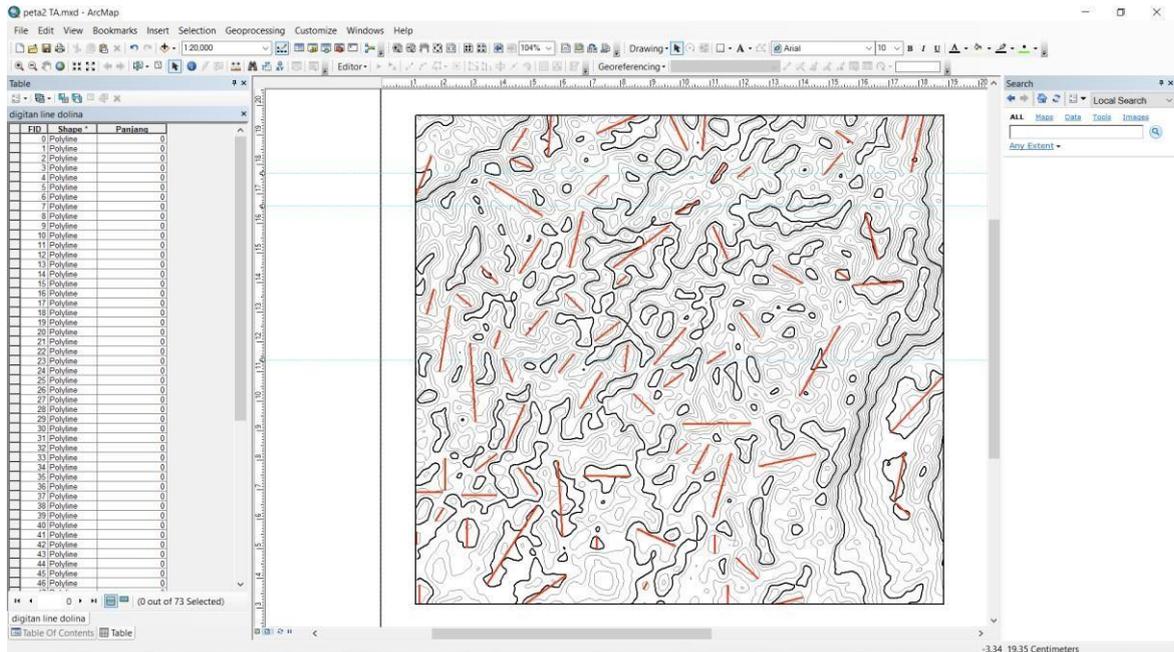
Mekanisme perhitungan poligon untuk pengukuran aspek geometri dolina khususnya pada aspek panjang dilakukan melalui prosedur analisis perhitung sebagai berikut :

1. Pembuatan digitasi polyline terhadap sisi terpanjang dari kenampakan kontur yang telah diinterpretasikan sebagai dolina, hal tersebut bertujuan agar data kontur yang telah diinterpretasikan tersebut dapat dikalkulasikan geometrinya (Gambar 4.39).



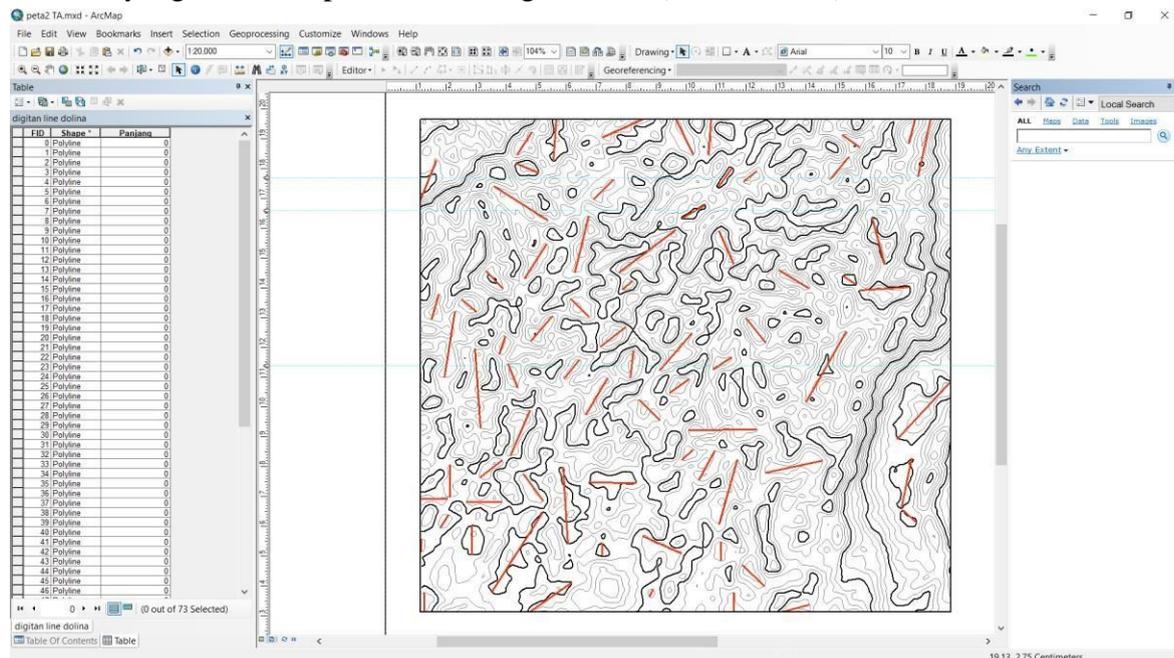
Gambar 4.39. Hasil Digitasi Polyline Pada Pola Kontur Di Daerah Peneliitian Yang Diinterpretasikan Sebagai Dolina

2. Selanjutnya, data *polyline* dolina yang telah dibuat di ditampilkan kembali dalam bentuk tabel sehingga *polyline* tersebut dapat di *manage* dengan baik (Gambar 4.40).



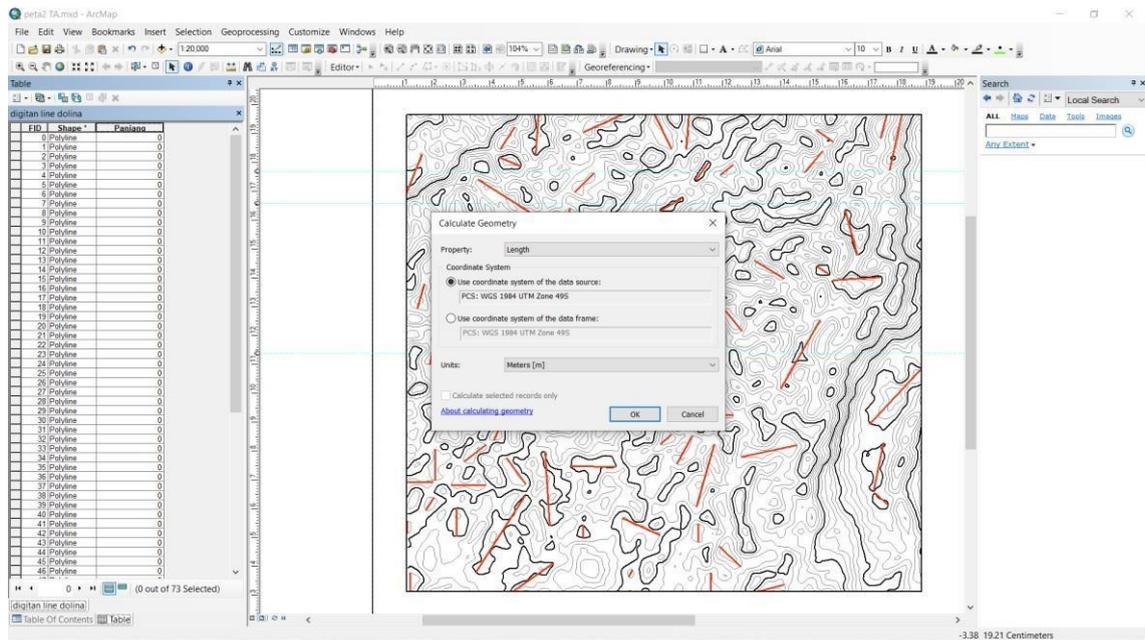
Gambar 4.40. Tabulasi data hasil digitasi *Polyline* dolina daerah penelitian.

3. Lalu, pada tampilan tabel tabulasi data *polyline* tersebut, kita buat kolom tabel baru melalui fitur *add field* yang nantinya akan menjadi tempat hasil analisis perhitungan panjang dolina di daerah penelitian sehingga seluruh hasil analisis tersebut akan tervisualisasi melalui tabulasi data yang telah disusun secara urut berdasarkan urutan digitasi *polyline* dolina pada pola kontur yang telah interpretasikan sebagai dolina (Gambar 4.41).



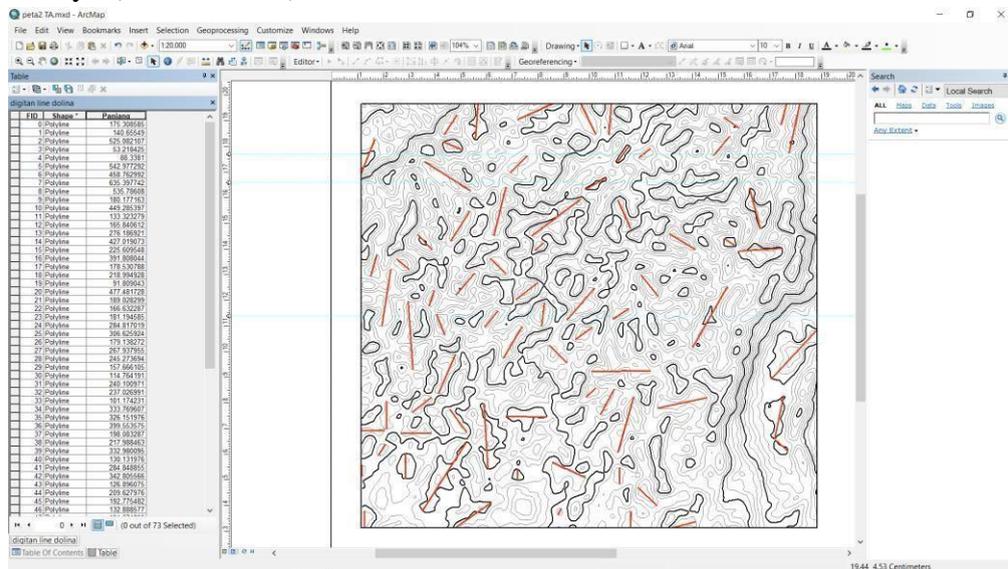
Gambar 4.41. Tampilan Tabel Untuk Hasil Analisis Panjang *Polyline* Dolina.

4. Pada tabel baru yang telah dibuat tadi, dilakukan perhitungan geometri dengan menggunakan fitur *calculate geometry* dan pilih *length* sebagai pilihan aspek geometri yang akan dihitung (Gambar 4.42).



Gambar 4.42. *Calculate Geometry* menggunakan aspek *Length* Dolina Daerah Penelitian.

- Setelah itu, data hasil analisis panjang tersebut akan muncul pada tabel yang telah dibuat sebelumnya (Gambar 4.43).



Gambar 4.43. Hasil Analisis Keliling Dolina Menggunakan Fitur *Calculate Geometry* dengan aspek *Length*.

Pada Tabel 4.3 terdapat 5 dolina dengan persentase 7.04% dari total keseluruhan dolina yang termasuk ke dalam klasifikasi keliling dengan nilai 350 – 450 meter. Kumpulan dolina tersebut tersusun atas dolina 11,15,17,48, dan 55. Selanjutnya pada klasifikasi keliling dengan nilai 450 – 550 meter teridentifikasi 7 dolina yang tersusun atas 3,6,7,9,21,47, dan 65. Dolina tersebut memiliki nilai persentase sebesar 9.86% dari total seluruh dolina daerah penelitian, dengan persebaran yang relatif menyebar. Klasifikasi keliling dengan nilai rentang 550 – 650 meter memiliki persentase dengan nilai 1.41% yang tersusun atas 1 dolina yakni 08. Berikut merupakan tabel rekapitulasi panjang dolina daerah penelitian.

Tabel 4.3 Klasifikasi panjang dolina pada daerah penelitian.

Klasifikasi Panjang (m)	Identitas Dolina	Jumlah	Persentase
50 - 150	2,4,5,12,20,33,39,42,45,46,49,51,54,56,58	15	21.13%
150 - 250	1,10,13,16,18,19,22,23,24,27,29,30,31,32,36,37,43,44,50,52,57,59,60,61,62,64,67,69,70,71	30	42.25%
250 - 350	14,25,26,28,34,35,38,40,41,53,63,66,68	13	18.31%
350 - 450	11,15,17,48,55	5	7.04%
450 - 550	3,6,7,9,21,47,65	7	9.86%
550 - 650	8	1	1.41%
TOTAL		71	100%

4.2.1.4 Bentuk Dolina

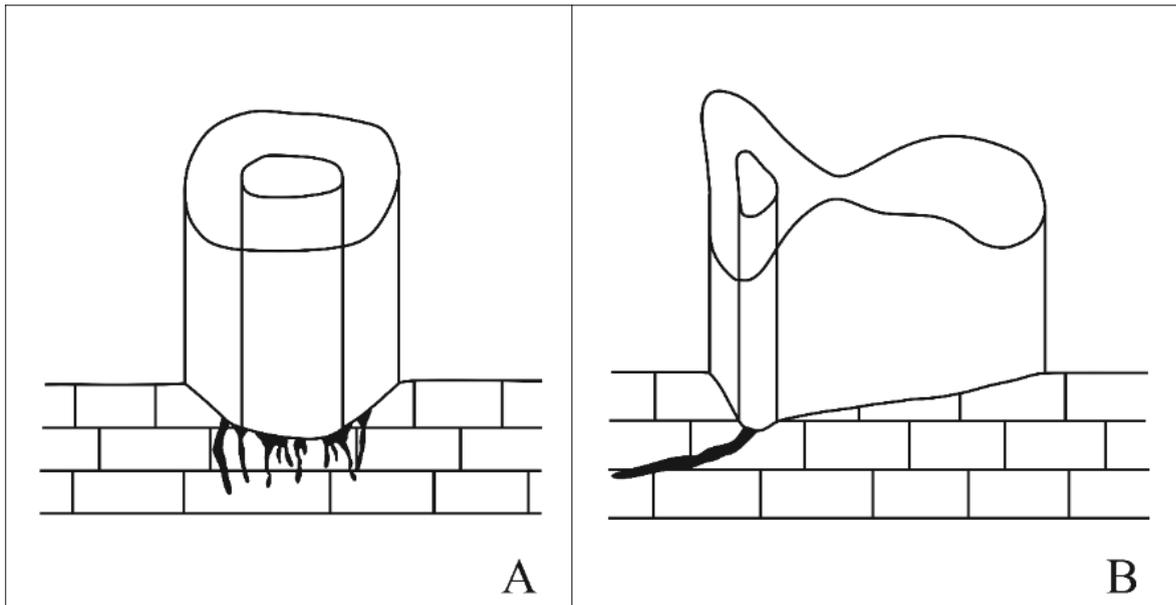
Bentuk dolina daerah penelitian yang diamati melalui analisis pengindraan jarak jauh menggunakan data DEM mengidentifikasi karakteristik dolina yang dominan berbentuk asimetri dan berbentuk simetri di beberapa tempat. Dolina asimetri diinterpretasikan terbentuk melalui 2 tahapan pembentukan, pertama dolina terbentuk melalui aliran air permukaan yang berasal dari tinggian karst lalu masuk ke dalam ponor. Aliran air yang masuk ke dalam ponor tersebut melarutkan sisi permukaan sehingga membentuk lereng yang relatif lebih landai dibandingkan permukaan yang tidak terlarutkan oleh air tersebut. Fase selanjutnya faktor struktural mempengaruhi pembentukan dolina dan menyebabkan lereng dolina memiliki kemiringan yang searah dengan kemiringan batuan.

Tabel 4.4. Klasifikasi bentuk dolina daerah penelitian.

Bentuk Dolina	Identitas Dolina	Jumlah	Persentase
Simetris	12, 20, 23, 41, 60, 56, 3, 34,48,18,59.	11	15%
Asimetris	1,2,4,5,6,7,8,9,11,13,14,15,16,17,19,21,22,24,25,26,27,28,29,30,31,32,33,35,36,37,38,40,42,43,45,46,47,49,50,51,52,53,54,55,57,58,61,62,63,64,65,66,67,68,69,70,71,72,73,39,44,10.	60	85%
TOTAL		71	100%

Pada beberapa lokasi di daerah penelitian ditemukan dolina dengan lereng bagian atas yang lebih landai dibandingkan dengan lereng bagian bawah dolina tersebut. Secara planar dolina daerah penelitian diinterpretasikan berbentuk lonjong dan memanjang

mengikuti pola kelurusan topografi sehingga dapat diasumsikan bahwa perkembangan dolina tersebut dikontrol oleh faktor struktural baik berupa kekar maupun sesar. Berdasarkan hasil identifikasi karakteristik tersebut genetik dolina daerah penelitian termasuk ke dalam pembentukan melalui proses pelarutan yang terkonsentrasi terhadap perkembangan struktur (Bogli, 1980). Pada Gambar 4.44 merupakan bentuk dolina yang didapatkan pada daerah penelitian yang mana dapat dilihat secara keseluruhan pada Lampiran A.



Gambar 4.44 Model interpretasi bentuk dolina pada daerah penelitian (A) Dolina simetri, (B) Dolina asimetri.

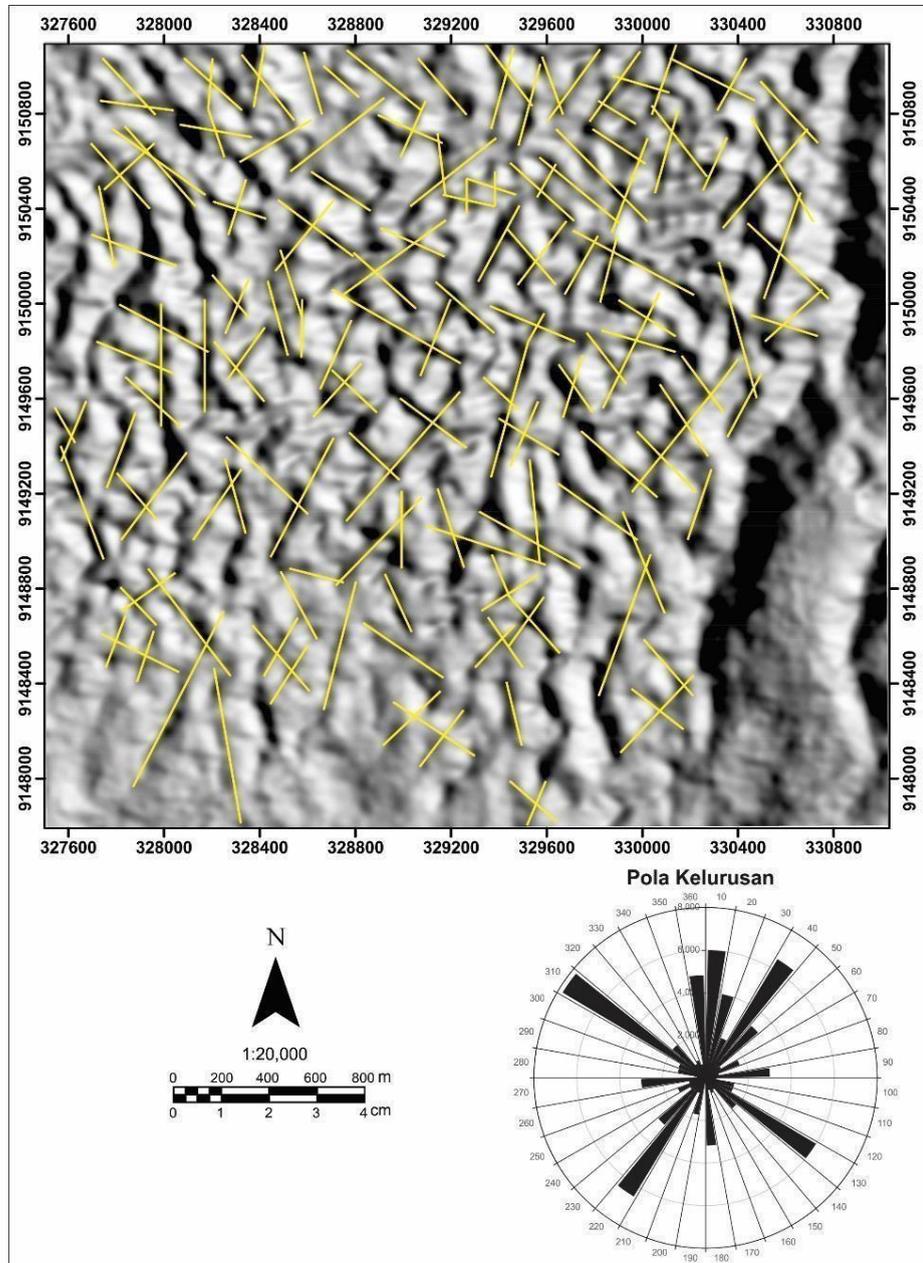
4.2.2 Analisis Pola *Shear*

Pada sub-bab ini membahas mengenai hasil analisis pola *shear* terhadap pembentukan dolina yang mana menggunakan data citra DEM untuk mengidentifikasi pola *conjugate shear* dan arah relatif utama *shear* tersebut. Pola *conjugate shear* juga mempengaruhi perkembangan bentuk lahan poligonal karst pada daerah penelitian.

Pola kelurusan topografi daerah penelitian dianalisis menggunakan pengindraan jarak jauh melalui data DEM. Dari hasil analisis tersebut dapat diinterpretasikan bahwa pola kelurusan *shear* daerah penelitian memiliki arah orientasi *NorthWest-SouthEast* dan *NorthEast-SouthWest*. Arah kelurusan tersebut diinterpretasikan berkembang dari hasil proses tektonik kompresi Pulau Jawa yang relatif berorientasi Utara-Selatan (Satyana, 2007). Penarikan pola *shear* daerah penelitian difokuskan pada topografi negatif karst. Hal tersebut dikarenakan terlihatnya rekam jejak struktural berupa *jointing system* yang terlarutkan efek dari pelarutan gamping (Gambar 4.45).

Kenampakan kelurusan topografi tersebut berimplikasi pada perkembangan genetik karst poligonal daerah penelitian. Implikasi tersebut berupa penyejajaran *conical hills* diantara dolina yang searah dengan orientasi pola *shearing* topografi utama yakni orientasi *NorthWest-SouthEast* dan *NorthEast-SouthWest* serta *NorthEast-SouthWest*. Pola sungai yang mengerosi bentuk lahan karst daerah penelitian juga mengalir mengikuti pola

kelurusan tersebut sehingga meninggalkan rekam jejak yang dapat dianalisis arah kemenerusannya. Sehingga diinterpretasikan bahwa proses perkembangan bentuk lahan karst daerah penelitian juga dipengaruhi oleh faktor tektonik, hal tersebut diidentifikasi berdasarkan pola shear daerah penelitian yang disebabkan oleh kompresi tektonik.



Gambar 4.45 Peta pola kelurusan daerah penelitian.

4.2.2.1 Perbandingan Elevasi dengan Pola *Shear* dan Implikasi dengan Pembentukan Dolina

Pada subbab ini membahas mengenai perbandingan antara elevasi dengan pola *shear* pada daerah penelitian. Data dari perbandingan ini disajikan dalam bentuk tabel agar dapat dibaca dengan baik dan mudah. Perbandingan ini bertujuan agar menganalisis perbedaan dan persamaan antar parameter tersebut apakah semakin tinggi elevasi permukaan maka semakin tinggi tingkat terbentuknya pola *shear* atau sebaliknya.

Berdasarkan hasil analisis secara statistik dapat dikomparasikan antara elevasi dengan jumlah *shear*. Hasil komparasi tersebut mengidentifikasi adanya keterbentukan pola statistik yang meningkat antara elevasi dengan jumlah pola *shear*. Komparasi antara elevasi dengan jumlah *shear* yang terbentuk menunjukkan semakin tinggi elevasi maka semakin berkembangnya pola *shear* pada daerah penelitian (Tabel 4.5).

Tabel 4.5 Perbandingan elevasi dengan jumlah *shear*.

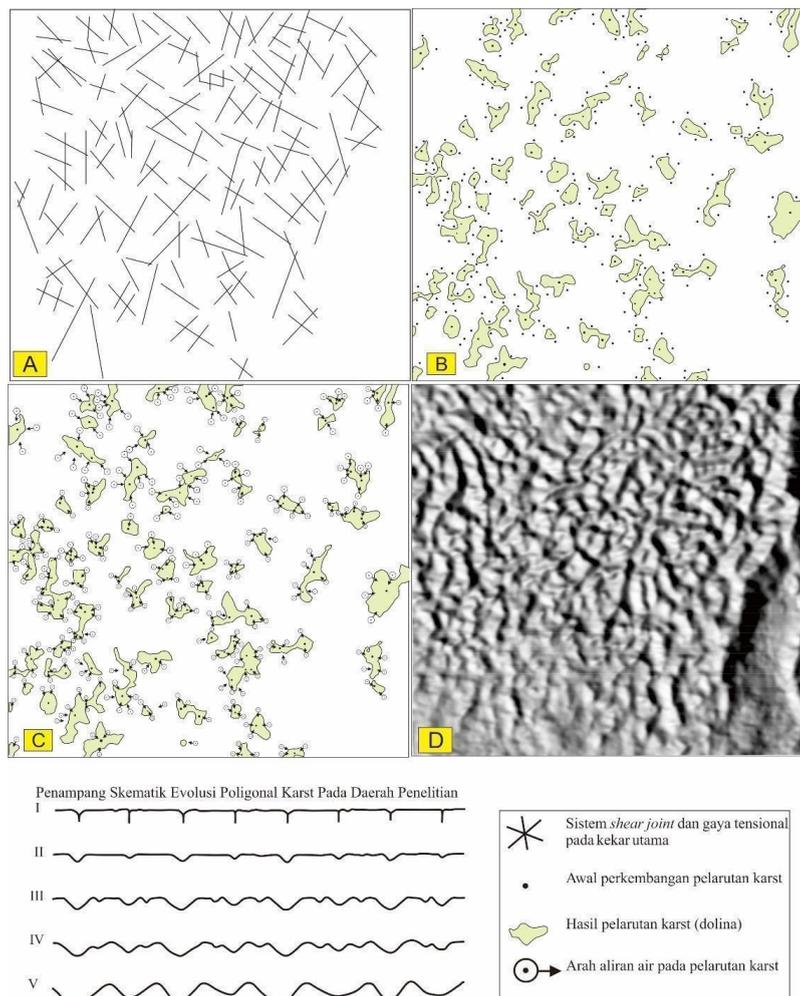
No	Elevasi (m)	Jumlah <i>Shear</i>
1	300	9
2	350	70
TOTAL		79

Hasil analisis perbandingan antara elevasi dengan jumlah *shear* di daerah penelitian menunjukkan perbedaan yang cukup signifikan yakni jumlah *shear* paling sedikit berada pada elevasi terendah 300 m, sedangkan jumlah *shear* yang paling banyak berada pada elevasi tertinggi 350 m. Hal tersebut diinterpretasikan terjadi akibat pengaruh tektonik berupa gaya kompresi yang berkembang aktif pada daerah penelitian, sehingga menyebabkan terbentuknya punggungan yang relatif memiliki elevasi tinggi serta pada titik tertinggi dari punggungan tersebut menjadi tempat dari terkumpulnya zona lemah yang berkembang akibat proses tektonik yang berperan aktif pada daerah penelitian (Gambar 4.30).

4.2.3 Proses Pembentukan Poligonal Karst

Poligonal karst merupakan bentuk lahan karst yang terbagi menjadi kumpulan conical hills diantara dolina yang memiliki rasio luas hampir seimbang (Haryono *et al.*, 2004). Proses pembentukan Poligonal Karst dimulai dengan berkembangnya kekar pada daerah penelitian yang membentuk pola *shear* dengan orientasi *NorthWest-SouthEast* dan *NorthEast-SouthWest*. Berdasarkan hasil analisis pola kelurusan dengan persebaran dolina daerah penelitian menunjukkan hasil yang saling berkaitan. Hal ini menunjukkan adanya keterkaitan hubungan antara variabel pola kelurusan dengan variabel persebaran dolina. Analisis terhadap hubungan tersebut menunjukkan hasil bahwa pola kelurusan memegang peran sebagai kontrol struktur berupa kumpulan kekar yang membentuk arah relatif yang mengontrol arah persebaran dolina. Hal tersebut dikarenakan dolina cenderung berkembang pada daerah yang mudah larut seperti contohnya pada titik perpotongan kekar. Pada daerah penelitian arah relatif pola kelurusan cenderung berada di arah BaratLaut-Tenggara dan Timur Laut-Barat Daya, hal tersebut menunjukkan pola perpotongan *shear* yang saling memotong sehingga menjadi titik awal perkembangan dolina di daerah penelitian. Perkembangan *shear* tersebut diinterpretasikan akibat *frontal tectonic compression* Jawa yang relatif berorientasi Utara-Selatan (Satyana, 2004). Selanjutnya titik perpotongan dari pola *shear* daerah penelitian merupakan zona lemah yang menjadi titik awal berkembangnya proses pelarutan. Ketika proses pelarutan mulai

berkembang, terbentuk titik depresi pada zona lemah. Titik depresi juga berkembang di area sekitar zona lemah, sehingga titik tersebut mempercepat proses perkembangan titik depresi yang berada pada zona lemah. Pada akhirnya kumpulan titik depresi menyatu dan membentuk jaringan karst poligonal pada permukaan. Proses tersebut umumnya terbagi menjadi empat fase sebagai berikut (Gambar 4.46). Perhitungan morfometri dolina diperoleh melalui hasil analisis dan pengamatan terhadap 71 dolina yang tersebar di seluruh daerah penelitian. Berdasarkan hasil tersebut dapat diidentifikasi bahwa rata-rata luas dolina relatif berkisar 0.027 Km^2 dengan rentan luas minimum 0.002 Km^2 dan maksimum 0.089 Km^2 , keliling dolina yang rata-rata berkisar 0.727 Km dengan rentang minimum dan maksimum $0.167 - 1.979 \text{ Km}$, dan panjang rata-rata dolina berkisar 0.250 Km dengan rentan minimum dan maksimum $0.053 - 0.635 \text{ Km}$. Berdasarkan hasil analisis dari variabel nilai elevasi dan variabel jumlah pola *shear* menunjukkan pola yang cenderung terikat pada satu kesimpulan berdasarkan dua variabel yang dikomparasikan. Kesimpulan yang didapatkan berdasarkan pola yang terbentuk adalah semakin tinggi elevasi, maka cenderung lebih banyak *shear* yang berkembang. Hal tersebut diinterpretasikan karena daerah dengan elevasi tinggi cenderung lebih aktif secara tektonik sehingga lebih banyak *shear* yang berkembang dibandingkan pada daerah dengan elevasi yg lebih rendah.



Gambar 4.46 Model perkembangan dan penampang poligonal karst daerah penelitian, (A) Pola perkembangan *shear*, (B) Interpretasi titik awal perkembangan dolina, (C) Interpretasi arah aliran pelarutan, dan (D) Penampakan topografi dolina kondisi saat ini (Badan Informasi Geospasial, 2018).

BAB V

KESIMPULAN

Pada bagian ini berisikan tentang konklusi skripsi pada wilayah penelitian mencakup analisis morfometri, analisis pola *shear*, dan proses pembentukan poligonal karst pada Formasi Kalipucang. kesimpulan yang di peroleh meliputi:

1. Analisis morfometri mencakup geometri dolina berupa keliling permukaan dolina, luas permukaan dolina, panjang dolina, dan bentuk dolina yang terbagi menjadi dua yakni bentuk simetri dan asimetri pada daerah penelitian. Pengklasifikasian dolina menggunakan perhitungan keliling melalui ArcMap 10.4, dengan metode perhitungan bidang dan dimensi *polygon*. Total keseluruhan hasil pengukuran yakni 71 dolina yang teridentifikasi dan tergolong memiliki geometri bervariasi.
2. Klasifikasi keliling dolina dibagi menjadi rentang kelas 0.2 km, didominasi oleh nilai keliling 0.3 – 0.6 km yang memiliki jumlah 31 dolina dari 71 dolina dengan persentase 43.6%. Sedangkan klasifikasi luas dolina dibagi dengan rentang luas 0.008 km² yang mana didominasi pada nilai luas 0.002 – 0.01 km² dengan jumlah 20 dolina dari total keseluruhan. Pada nilai panjang dolina dibagi dengan rentang nilai 100 m yang didominasi pada nilai 150 – 200 m dengan jumlah 30 dolina dari 71 dolina. Berdasarkan hasil analisis geometri dolina, pada daerah penelitian didominasi dengan dolina yang memiliki nilai geometri relatif kecil. Bentuk dolina dibagi menjadi 2 jenis yakni bentuk simetri dengan jumlah 11 dolina, dan bentuk asimetri yang mendominasi dengan jumlah 60 dolina dari 71 dolina.
3. Hasil analisis pola *shear* dapat diinterpretasikan bahwa pola kelurusan *shear* daerah penelitian dengan orientasi *NorthWest-SouthEast* dan *NorthEast-SouthWest*. Kenampakan kelurusan topografi tersebut berimplikasi pada perkembangan genetik karst poligonal daerah penelitian. Implikasi tersebut berupa penyejajaran *conical hills* diantara dolina yang searah dengan orientasi pola *shear* topografi.
4. Berdasarkan hasil analisis secara statistik dapat dikomparasikan antara elevasi dengan jumlah *shear*. Hasil komparasi tersebut mengidentifikasi adanya keterbentukan pola statistik yang meningkat antara elevasi dengan jumlah pola *shear*. Komparasi antara elevasi dengan jumlah *shear* yang terbentuk menunjukkan semakin tinggi elevasi maka semakin berkembangnya pola *shear* pada daerah penelitian
5. Proses pembentukan Poligonal Karst dimulai dengan berkembangnya pola *shear* pada daerah penelitian berorientasi *NorthWest-SouthEast* dan *NorthEast-SouthWest*. Titik perpotongan dari pola *shear* daerah penelitian merupakan zona lemah yang menjadititik awal berkembangnya proses pelarutan.

DAFTAR PUSTAKA

- Arief, W., dan Michiel, D., 2014. Determination of coastal belt in the disaster prone area: A case study in the coastal area of Bantul Regency, Yogyakarta, Indonesia, *Indonesian Journal of Geography* Vol.46 No.2, December 2014, pp.125-137.
- Asikin, S., Handoyo, A., Prastistho, B., dan Gafoer, S., 1992. Peta Geologi Lembar Banyumas, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung, Indonesia.
- Bahagiarti, Sari. 2004. Mengenal Hidrogeologi Karst. Yogyakarta, Pusat Studi Karst: UPN Yogyakarta.
- Blow, W.H., 1979. Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. Leiden: Brill Publishers.
- Bogli, 1980. Karst Hydrology and Physical Speleology. Springer-Verlag.
- Bouma, A.M., 1962. Sedimentology of some flysch Deposits, Elsevier, Amsterdam.
- Brahmantyo, B., 2005: Perkembangan Bentangalam Karst Gombong Selatan, Dengan Geologi Sebagai Faktor Kendali. -PhD thesis. Institut Teknologi Bandung, pp.182.
- Cvijic, J., 1960. Hydrographie souterraine et evolution morphologique du karst: Recueil des Travaux de l'Institute de Geographie Alpine, v.6, p. 375-426.
- Darmadi, Hamid., 2013. Metode Penelitian Pendidikan dan Sosial. Bandung: Alfabeta.
- Djuri, M., Samodra, H., Amin T. C., and Gafoer, S., 1996. Geological Map Sheet of Purwokerto-Tegal, scale 1:100.000, Geology Research and Development Center, Bandung.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture, *American Association of Petroleum Geologist Memoir* 1., 108 – 121.
- Embry, A., dan Klovan, J., 1971, A Late Devonian Reef Tract on Northeastern Banks Island, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* vol.4, 730 – 781.
- Ford, D. and Williams, P. 1989. Karst Geomorphology and Hydrology, Chapman and Hall, London.
- Fossen, H., 2010. Structural Geology. New York: Cambridge University Press.
- Fraser, T.H. dan Ichram, L.O., 2000, Significance Of The Celebes Sea Spreading Centre To The Paleogene Petroleum Systems Of The SE Sunda Margin, Central Indonesia, *Proceedings Indonesian Petroleum Association (IPA) 27th Annual Convention*, hal. 431 – 442.
- Hall, R., 2012 Late Jurassic–Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean. *Tectonophysics*, 570–571, pp. 1–41

- Hall, R., Clements, B., Smyth, H.R., and Cottam, M.A., 2007. A New Interpretation of Java's Structure. Proceeding Indonesian Petroleum Association, Thirty-First Annual Convention and Exhibition
- Harding, T.P., 1974, Petroleum traps associated with wrench faults, American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin, vol. 58, no. 7, p. 1290-1304
- Haryono, E., Adji, T.N., 2004. Geomorfologi dan Hidrologi Karst. Yogyakarta. Kelompok Studi Karst Fakultas Geografi Universitas Gadjah Mada.
- Haryono, E., Putro, S., 2017. Polygonal Krast Morphology of Karangbolong Area, Java-Indonesia, Postojna, Acta Carsologica.
- Hugget, R. J., 2017. Fundamentals of Geomorphology (Fourth Edition) . London: Routledge.
- Huggett, R.J., 2011. Fundamentals of Geomorphology. New York: Routledge.
- Husein S., Jyalita J., Azis M., 2013. Kendali Stratigrafi dan Struktur Gravitasi pada Rembesan Hidrokarbon Sijenggung, Cekungan Serayu Utara. Proceedings of Seminar Nasional 6th Jurusan Teknik Geologi Fakultas Teknik UGM, Yogyakarta.
- Kastowo and Suwarna, N., 1996. Geology Map of Majenang Sheet, Scale of 1: 100.000, Geology Research and Development Center, Bandung.
- Kastowo, 1975, Peta Lembar Majenang, Jawa, Skala 1 : 100.000, Direktorat Geologi, Bandung.
- Kertanegara, L., Uneputti, H., and Asikin, S., 1987. Stratigraphy and Tectonic position of North Central Java Basin during Tertiary Period, 16th Proceeding of Indonesian Geologist Conference, Bandung.
- Krisnabudhi A dkk., 2015. Tectonic Event Trailing Based On Fragments Of Waturanda Formation, Wadasmalang, Karangsembung, Central Java. Proceeding of Joint Convention Balikpapan.
- Kusumayudha, S. B. and Murwanto, H., 1994. Penentuan tektonogenesis kompleks bancuh Karangsembung berdasarkan analisis kekar gerus, Kumpulan Makalah Seminar Geologi dan Geotektonik Pulau Jawa sejak Akhir Mesozoik hingga Kuartar, Geology Department University of Gadjah Mada, Yogyakarta, p. 101 – 120.
- Lehmann, H., 1936, Morphologische Studien auf Java: Stuttgart, Germany, Geographische Abhandlungen III, 114 p.
- Le Bas, M.J., And Streckeisen, A.L., 1991. The IUGS Systematics Of Igneous Rocks, Journal Of The Geological Society, London, Vol. 148, 1991, pp. 825-833.
- Lunt, P., Burgon, G., and Baky, A., 2008. The Pemali Formation of Central Java and equivalents: Indicators of sedimentation on an active plate margin, Journal of Asian Earth Science, vol. 34, 100 – 113.
- Moody, J.D. dan Hill, M.J., 1956, Wrench fault tectonics, Geological Society of America (GSA) Bulletin, vol. 67, hal. 1207 – 1246.

- Mulhadijono, 1973. Petroleum Possibilities of the Banyumas Area, Pertamina Unit III, Jakarta.
- Mulhadijono, A. A., 1996. Stratigrafi sekuen endapan turbidit pada zona sesar anjakan-lipatan, daerah Karangpucung Cinangsi- Cidadap, Kabupaten Cilacap, Jawa Tengah, Thesis S2, Geologi - ITB.
- Nichols, Gary. 2009. Sedimentology and Stratigraphy – 2 nd ed. United Kingdom.
- Oryzavica, V., Aulia, K.N., Hendrawan, R.N., Chandra, A., 2016. What Happen In Banyumas Basin? An Overview Of Geological Condition In Cipari Area. Proceedings, Geosea xiv Congress And 45th IAGI Annual Convention 2016 (GIC 2016), Bandung.
- Preissmann, A. (1961). Propagation des Intumescences dans les Canaux Etrivieres (Propagation of the Swellings in the Etrivieres Channels). First Congress of French Assoc. for Computation. Grenoble.
- Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary Rocks Second Edition. New York : Harper and Brothers.
- Pulunggono, A., Haryo, A., and Kosuma, C.G. 1992. Pre-Tertiary and Tertiary fault systems as a framework of the South Sumatra Basin : a study of SAR-maps, Jakarta: Proceedings Indonesian Petroleum Association 21st Annual Convention.
- Purwasatriya, E.B., 2014. Tinjauan kembali potensi hidrokarbon Cekungan Banyumas berdasarkan data geologi dan geofisika, Proceeding Seminar Kebumian Ke-7, Yogyakarta.
- Purwasatriya, E.B., Surjono, S.S., dan Amijaya, D.H., 2017. Oligocene-Pleistocene Paleogeography Within Banyumas Basin And Implication To Petroleum Potential. 3rd International Conference of Science and Technology (ICST) UGM, Yogyakarta, 2017.
- Moustakas, N. (1990). Relationship of morphological and physicochemical properties of Vertisols under Greek climate conditions. Ph.D. Thesis, Agricultural Univ. Athens, Greek.
- Ragan, D.M., 2009. Structural Geology An Introduction to Geometrical Techniques : 4th Edition. USA : Cambridge University Press.
- Satyana, A.H., 2007 Central Java, Indonesia – a “Terra Incognita” in Petroleum Exploration: New Considerations on the Tectonic Evolution and Petroleum Implications, Proceedings of Indonesian Petroleum Association 31st Annual Convention and Exhibition, Jakarta.
- Sawicki, L., 1909, Ein Beitrag zum Geographischen Zyklus im Karst: Geographische Zeitschrift, v. 15, p. 185 – 204.
- Selley, R. C. 2000. Applied Sedimentology : 2nd edition. San Diego : Academic Press.
- Situmorang, B., Siswoyo, Thajib, E., dan Paltrinieri, F., 1976, Wrench fault tectonics and aspects of hydrocarbon accumulation in Java, Proceedings Indonesian Petroleum Association (IPA) 5th Annual Convention, hal. 53 – 66.
- Sudradjat, A., 2007. Analisis Geologi Regional. Bahan Kuliah Program Pasca Sarjana, MIPA UNPAD, tidak terbit.

- Suri, B.K. Susilo. 2020. Identifikasi Dolina Karst Formasi Kalipucang Melalui Analisis DEM, Daerah Ayah, Kabupaten Kebumen, Provinsi Jawa Tengah. Palembang. Prosiding AvoER XII, hal 218-224.
- Suri, M. 2021. Geologi Daerah Ayah Dan Sekitarnya, Kabupaten Kebumen, Provinsi Jawa Tengah. Program Studi Teknik Geologi. Universitas Sriwijaya.
- Sweeting, M.M., 1972, Karst Landforms, Macmillan, London.
- Twidale, C.R. 2014. River Patterns And Their Meaning. *Earth-Science Reviews* 67. p:159–218.
- Untung, M. dan Hasegawa, H., 1975, Penyusunan dan pengolahan data beserta penafsiran peta gaya-berat Indonesia, *Geologi Indonesia*, vol. 2, no. 3, hal. 11-17.
- Untung, M., 1977, Sebuah Rekonstruksi Paleogeografi Pulau Jawa, Pertemuan Ilmiah Tahunan IAGI (Ikatan Ahli Geologi Indonesia) VI Bandung 5-7 Desember 1977.
- Widyamanti, Wirasatuti, Ikhsan Wicaksono, Prima Dinta Rahma Syam. 2016. Identification Of Topographic Elements Composition Based On Landform Boundaries From Radar Interferometry Segmentation (Preliminary Study On Digital Landform Mapping). *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P., dan Seely, D.R., 1973, Basic wrench tectonics, *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, vol. 57, no. 1, hal. 74 – 96.
- Williams, Paul W. 1972. *Morphometric Analysis of Polygonal Karst in New Guinea*. Ireland. Trinity College, University of Dublin, Dublin 2. Page 788 – 790.